Untersuchung mesoskaliger troposphärischer Wettersysteme auf der Basis von VHF-Radarbeobachtungen

Inaugural Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde

des Fachbereichs Geowissenschaften

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von **Gerd-Rainer Weber** aus Berlin

Berlin 1985

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549619_0017

Druck: Copy-Center in Dahlem
Ladenbergstraße 2-4
1000 Berlin 33
Tel. 831 40 25

Untersuchung mesoskaliger troposphärischer Wettersysteme auf der Basis von VHF-Radarbeobachtungen

Inaugural Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde

des Fachbereichs Geowissenschaften

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von Gerd-Rainer Weber aus Berlin

Berlin 1985

1. Referent ..... Prof. Dr. M. Geb

2. Referent ..... Prof. Dr. G. Hoffmann

Tag der mündlichen Prüfung 2. 5. 85

Ich möchte diese Gelegenheit benutzen, mich für die von vielen Seiten erwiesene Betreuung und Unterstützung zu bedanken.

Dank gebührt der Max-Planck-Gesellschaft, durch deren Stipendium die Erstellung dieser Arbeit erst ermöglicht wurde, allen Mitarbeitern der SOUSY-Gruppe des Max-Planck-Instituts für Aeronomie sowie meinem Betreuer am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, Herrn Professor Dr. Manfred Geb und seinen Mitarbeitern.

Gerd-Rainer Weber

Inhaltsverzeichnis

Seite

I. Einleitung 1

II. Entwicklung der Frontenmodelle 3

III. Mesoscalige Zirkulationssysteme 7
1. Ungeordnete Strukturen im Mesoscale 7
2. Geordnete Strukturen im Mesoscale 9
2.1 Periodische Strukturen im Mesoscale 17
2.2 VHF Radars im Mesoscale und Arbeitszielsetzung 19

IV. Das VHF Radarsystem 21
(1) Theoretische Grundlagen 21
(2) Aufbau und Funktionsablauf des SOUSY-VHFR Systems 27
(3) Berechnung der Windgeschwindigkeit aus der Dopplerverschiebung des rückgestreuten Signals 30
(4) Genauigkeit des Meßverfahrens 32

V. Analyse des Windfeldes von geordneten Strukturen im Mesoscale 35
(i) Definition synoptischer Systeme anhand von VHFR Daten 35
(ii) Beobachtungsmaterial 36
1. Präfrontale Kaltluftschübe 103
2. Linienhafte Konvektion (LK) hinter Kaltfronten 108
3. Kurzwellige Höhentröge hinter Kaltfronten 116
4. Periodizitäten und Quasi-Periodizitäten im Vertikalbewegungsfeld an synoptischen Systemen im Mesoscale 120
4.1 Beobachtungsmaterial/Analysemethode 120
4.2 Klassifizierung nach möglichen Entstehungsmechanismen 122
4.2.1 Scherungsinstabilität 122
4.2.2 Instabilität durch feucht-labile Schichtung in der Atmosphäre 124
4.2.3 Wellenbildung durch ageostrophische Prozesse 127
4.2.4 Wellen bei stabiler Schichtung und vertikaler Windscherung < 5 m s^{-1} km^{-1} 129
4.2.5 Wellenbildung durch den Einfluß der Topographie 129
4.3 Vertikale Struktur der Periodizitäten in der Vertikalgeschwindigkeit V_z 132
4.4 Einfluß der Schwerewellen auf Wolken und Niederschlagsproduktion 148

VI. Zusammenfassung und Schlußbemerkungen 151

Literaturverzeichnis 154

I. Einleitung

In zahlreichen Untersuchungen der letzten Jahre über die mesoskalige Struktur synoptischer Systeme hat sich herausgestellt, daß die historischen Frontenmodelle, die von der Bergener Schule in den 20er Jahren dieses Jahrhunderts aufgestellt wurden, nur bedingt geeignet sind, um die in Wirklichkeit auftretenden physikalischen Prozesse zu beschreiben. Die Literatur enthält zahllose Beispiele von Beobachtungen, die darauf hindeuten, daß die reale Atmosphäre nicht an die klassischen Frontenmodelle gebunden ist.

Trotz der Fülle der bereits vorhandenen Arbeiten auf diesem Gebiet zeigt sich, daß ein VHF Radar System in der Lage ist, über das bislang meßtechnisch Mögliche hinauszugehen und die Windstrukturen troposphärischer (sub-)synoptischer Systeme in bisher noch nicht erreichter räumlicher und zeitlicher Auflösung zu erfassen, und demzufolge ein sehr geeignetes Instrument ist, um über die mesoskalige Struktur synoptischer Systeme Aussagen zu machen. Im Rahmen dieser Arbeit wird zunächst die Entwicklung von den Frontenmodellen der Bergener Schule, die mehr dem synoptischen als dem subsynoptischen Scale zuzuordnen sind, dargelegt werden bis zum augenblicklichen Kenntnisstand über mesometeorologische Systeme, die auf irgendeine Weise mit frontalen Wettersystemen assoziiert sind.

Da VHF Radars den dreidimensionalen Windvektor im Mesoscale mit einer höheren Genauigkeit als anderen, bisher verwendete Radare messen können, wird ein VHF Radar zur Bestimmung des mesoskaligen Windfeldes an einer größeren Anzahl frontaler Wettersysteme eingesetzt. Das gewonnene Datenmaterial wird präsentiert.

Folgende mesoskalige Zirkulationssysteme, die über Mitteleuropa bislang noch nicht untersucht worden sind, werden einer genauen Analyse unterzogen:

(1) Präfrontale Kaltluftschübe
(2) Linienhafte Konvektion hinter Kaltfronten
(3) Kurzwellige Höhentröge hinter Kaltfronten
(4) Periodizitäten im Wind und Vertikalbewegungsfeld an synoptischen Wettersystemen

Dabei werden neben den VHF Radar Daten konventionelle synoptische Boden- und Höhendaten sowie Wetterradar, Regenschreiber und Satellitendaten - soweit verfügbar - mit einbezogen. Die physikalischen Prozesse, die zu den beobachteten Strukturen geführt haben könnten, werden erörtert.

II. Entwicklung der Frontenmodelle

Während Zyklonenmodelle schon vor 1900 entwickelt wurden und auch Kaltfronten schon vor der Jahrhundertwende untersucht worden sind, so wurde doch die frontale Terminologie, wie wir sie heute kennen, erst um 1919 von Bergeron eingeführt, der sie zur Darstellung des Lebenszyklus' eines Tiefdruckgebietes heranzog und außerdem den Begriff der Luftmasse definerte. Ein detaillierter Abriß der historischen Entwicklung des Konzepts ist in Bergeron (1959) oder in Abschnitt 17.0 von Godske et al. (1957) zu finden.

Ebenfalls in Godske et al. (1957), pp 173 ist folgende Definition für eine Front zu finden, die im wesentlichen der der Bergener Schule entspricht: "The intersection between a surface of discontinuity and any other surface determines a line of discontinuity which is called a front if the discontinuity surface is of order zero with respect to the velocity" weist aber darauf hin, daß: "these surfaces of discontinuity are idealizations of the actual atmospheric layers of transition". (pp 171). Die beobachtungsmäßige Basis für die Entwicklung der Frontenmodelle war einer Zusammenfassung von Kreitzberg (1964) zufolge ursprünglich auf Bodenbeobachtungen, vereinzelte Aufstiege und ein dichtes Bodenbeobachtungsnetz in Norwegen beschränkt und wurde durch Schwarmaufstiege zwischen 1928 und 1935 erweitert. Im Zuge dieser Schwarmaufstiege wurden in mehreren kooperierenden europäischen Ländern in stündlichen Abständen Ballonaufstiege durchgeführt. Die so gewonnenen Zeitschnitte stellten das Gros der Höhenbeobachtungen dar, die für die Entwicklung der Frontentheorien bis zum Zweiten Weltkrieg zur Verfügung standen (Bjerknes und Palmén, 1937).

Diese einfachen Modelle wurden mit Hilfe von Beobachtungen und theoretischen Arbeiten erweitert und in realistischere Modelle umgewandelt. So wurden folgende Faktoren berücksichtigt: Reibung, Maskierung der Front durch Inversionen, topographische Einflüsse, Unterscheidung zwischen Ana- und Kata Kaltfronten, sowie zwischen Kalt- und Warmokklusionen. In Bergeron (1937); Godske et al. (1957) sind rückgreifend auf Bergeron (1936) Kata- und Anafronten folgendermaßen definiert (pp 526):
Anafront: Die warme Luft gleitet an der Frontfläche auf.
Katafront: Die warme Luft gleitet an der Frontfläche ab.
In diesem Zusammenhang wird eine Front als aktiv bezeichnet, wenn die Warmluft aufgleitet, und als inaktiv, wenn die warme Luft an der Frontfläche

abgleitet. Godske et al. (1957) enthält eine umfassende Darstellung der Frontenmodelle der Bergener Schule, auf die nicht weiter im Detail eingegangen werden soll.

Saucier (1955) greift die klassischen Modelle noch einmal auf und definiert eine Front, in diesem Fall die Polarfront, durch die tropische von polarer Luft abgegrenzt wird, wie folgt: (pp 177) "In the classical model we think of the polar front as an inclined transition zone separating relatively barotropic polar and tropical air. This zone contains all (or almost all) the baroclinity at each level".

Auf der Grundlage der in den Nachkriegsjahren drastisch angewachsenen Höhenbeochtungen macht Saucier jedoch schon auf einige der Schwierigkeiten aufmerksam, die entstehen, wenn ein simples Frontenmodell auf tatsächliche, in der Atmosphäre beobachtete Verhältnisse angewendet wird. So kommt es häufig vor, daß eine als stabile Schicht identifizierte Frontalzone nur einen kleinen Teil der gesamten Baroklinität umfaßt, die in der Polarfrontregion gefunden wird. Gelegentlich ist die Übergangzone (Zone of transition) ein unbedeutender Teil des Temperaturkontrastes zwischen den Luftmassen, und die Frontalzone selbst tritt in der vertikalen Struktur der Atmosphäre und im Wetter nur geringfügig in Erscheinung. Im Gegensatz dazu findet man gelegentlich Situationen in denen nahezu die gesamte Baroklinität zwischen 2 Luftmassen in einer scharf gebündelten Übergangszone konzentriert ist.

Eine der wesentlichsten Fragen hinsichtlich der Frontalzonen ist, ob sie in der Höhe kontinuierlich von einem Nivau zum nächsten reichen, oder ob beispielsweise eine 'obere' Frontalzone separat von einer unteren, an die am Boden zu beobachtende Front gekoppelte Frontalzone existieren kann. Auf der Basis von Forschungsflügen durch Frontalzonen im Südosten der USA unterschieden Endlich und McLean (1957) zwischen der 'Jet-front', die von der Tropopausenregion bis etwas unterhalb von 500 hPa reicht und einer separaten niedertroposphärischen Frontalzone. Newton (1958) beschreibt in einer Fallstudie die Wechselwirkungen zwischen der oberen und der unteren Frontalzone.

In Geb (1977) wird zwischen einer 'idealen' und einer 'realen' Front unterschieden, wobei die ideale Frontlinie durch den Schnitt der warmseitigen

Grenzfläche der 'idealen Front' mit einer horizontalen Ebene definiert ist und innerhalb der Bodenreibungsschicht eine Diskontinuitätslinie 0. Ordnung für das Windfeld und 1. Ordnung für das Temperaturfeld darstellt. Eine 'reale' Frontlinie ist dann in gleicher Weise definiert, jedoch mit dem Unterschied, daß sich die Diskontinuitäten um eine Stufe erhöhen. Die 'ideale Front' selbst stellt dabei eine geneigte, barokline Schicht dar, die Luftmassen von signifikant unterschiedlicher Temperatur (oder Dichte) voneinander trennt. Weiterhin ist die 'reale Front' nur oberhalb des konvektiven Scales (> 30 km) eine kontinuierliche Struktur bezüglich Raum und Zeit. Saucier (1955), pp 182-187, kommt zu einem ähnlichen Ergebnis, dadurch, daß er die Diskontinuitäten in der Druck- und Temperaturverteilung an der kalten und an der warmen Grenzfläche der frontalen Zone beschreibt. Die tatsächliche Windscherung an der Front hängt dabei von der Größenordnung der Scherung an der warmen Seite und der an der kalten Seit der Frontschicht ab.

Die Theorie der baroklinen Wellen ist in der Lage, Zyklogenesen zu erklären, ohne auf Diskontinuitäten in der Atmosphäre zurückzugreifen (Kuo, 1952). Hoskins (1982) vertritt darüberhinaus die Ansicht, daß sich Diskontinuitätszonen in der Atmosphäre während der Zyklogenese aus einem diskontinuitätsfreien Temperaturkontrast herausbilden. Da unterschiedliche Mechanismen für die Ausbildung von oberen und unteren Fronten verantwortlich sind (Reed und Danielsen (1959); Shapiro (1974; 1980; 1981) ist es Hoskins zufolge (p 132) wahrscheinlich ein Fehler, zu versuchen eine Front rigoros zu definieren. Er beschreibt sie stattdessen als eine Region, deren Längenscale vergleichbar mit dem Deformationsradius (N H/f) (N: Brunt-Vaisäla Frequenz; H: typischer atmosphärischer Höhenscale; f: Coriolis parameter) in einer Richtung ist, aber wesentlich kleiner senkrecht dazu, und an der größere Dichte und Geschwindigkeitsänderungen auftreten. Die Rotation des Mediums ist dann von entscheidender Bedeutung für die Aufrechterhaltung der Front.

Innerhalb dieser Arbeit wird eine Front nun - in Anlehnung an Geb (1977) und Saucier (1955) - als eine geneigte barokline Schicht angesehen, die Luftmassen von signifikant unterschiedlicher Dichte bzw. Temperatur voneinander trennt.

Eine Front ist mithin ein dreidimensionales Gebilde, dessen warmseitige Grenzfläche beim Schnitt mit einer horizontalen Ebene eine Frontlinie

bildet. Eine Front soll ein Gebilde des synoptischen Scales sein, das nur oberhalb des konvektiven Scales immer eine kontinuierliche Struktur bezüglich Raum und Zeit darstellt.

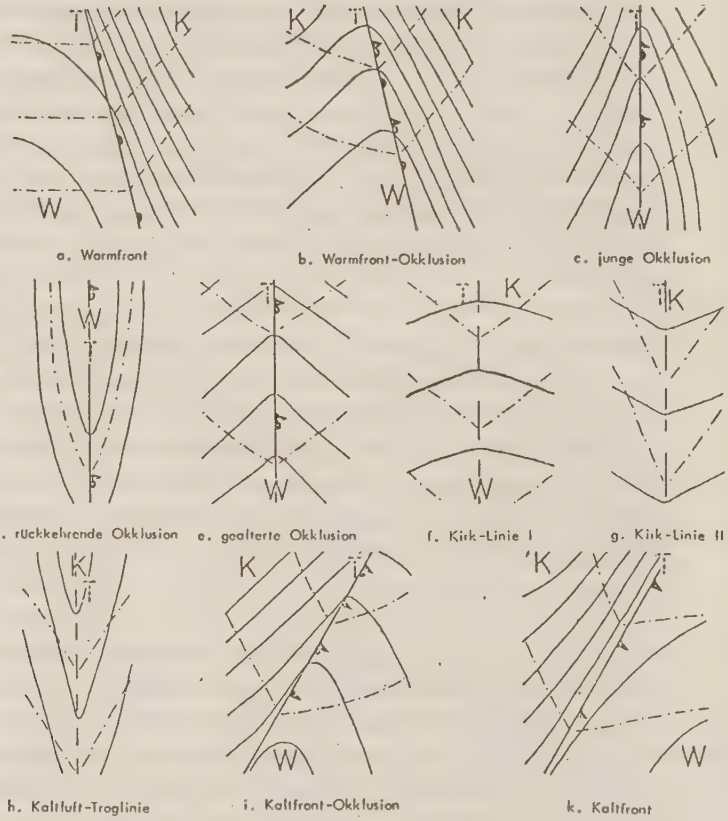
Die verschiedenen Frontentypen sind in zweidimensionaler Darstellung in Abb. 1 skizziert.

Abb. 1:

Frontentypen nach Geb (1977)

Durchgezogene Linien: Temperaturfeld

Strichpunktierte Linien: Druckfeld



Der Gebrauch der Begriffe 'vor', 'hinter' der Front bezieht sich innerhalb einer horizontalen Ebene auf einen Ort 'vor' der warmseitigen bzw. auf einen Ort 'hinter' der kaltseitigen Grenzfläche der Front.

Der Gebrauch der Begriffe 'oberhalb', 'unterhalb' der Front bezieht sich innerhalb einer vertikalen Ebene auf einen Ort 'oberhalb' der warmseitigen bzw. auf einen Ort 'unterhalb' der kaltseitigen Grenzfläche der Front.

III. Mesoscalige Zirkulationssysteme

Die Arbeiten zahlreicher Autoren in den letzten 25 Jahren, auf die im folgenden teilweise kurz eingegangen wird, lassen erkennen, daß es im Mesoscale zu den unterschiedlichsten Modifikationen der durch die großräumige Synopsis vorgebenen Zirkulationsmuster kommt. Im Rahmen dieser Arbeit soll nun unterschieden werden zwischen

1. ungeordneten Strukturen im Mesoscale und
2. geordneten Strukturen im Mesoscale
   und als Untergruppe davon
2.1 periodischen Strukturen im Mesoscale.

Dabei werden unter 1. beobachtet:
Fallspezifische aber nicht notwendigerweise typische Strukturen; Strukturen also, die sich aus der Geschichte des einzelnen Falles, der Geographie (Verteilung von Land und Meer), der Topographie, der individuellen Verteilung von Feuchte und Stabilität heraus erklären, aber nicht durch die synoptische Struktur selbst.

unter 2. beobachtet:
typische Strukturen, die aus der Struktur des synoptischen Systems selbst heraus geklärt werden können und deren Auftreten mit hoher Wahrscheinlichkeit an anderen Systemen gleicher Art in gleicher Weise erwartet werden kann, die aber keine Periodizität aufweisen.
unter 2.1 betrachtet:
wie unter 2., die aber eine Periodizität aufweisen. Wie sich zeigen wird, ist die Grenze zwischen 2. und 2.1 häufig fließend, da die physikalischen Prozesse, die für die Bildung von Strukturen nach 2. verantwortlich sind auch zu Strukturen nach 2.1 führen können. Weiterhin wird zwischen der Art der synoptische Systeme unterschieden und Prozessen, die nach Fujita (1981) dem Meso-α (4-40 km) und dem Meso-β (40-400 km) scale zuzuordnen sind.

1. Ungeordnete Strukturen im Mesoscale

Kreitzberg (1964) untersuchte eine Serie von Okklusionen vor der Küste des US-Staates Washington und beschreibt ihre Struktur hinsichtlich der Verti-

kalgeschwindigkeit (abgeleitet nach einer modifizierten Form der adiabatischen Methode), Temperatur und Feuchte (ermittelt durch Serienradiosondenaufstiege in halbstündigem bis stündlichem Abstand) und kam zu dem Ergebnis, daß sie wesentlich komplizierter ist, als es nach dem klassischen Modell anzunehmen wäre. Im Einzelnen stellte sich heraus, daß im Mesoscale frontale Zonen, insbesondere Warmfronten, aus multiplen Unterzonen bestehen.

Eine Kaltfront in der Höhe kann der Bodenfront vorauseilen, solange die Abkühlung in der Höhe die Stabilität der Schichtung nicht unter den adiabatischen Wert absinken läßt. Die ursprünglichen Frontenmodelle ließen nur eine Neigung in Richtung der kalten Luft zu. Reale Fronten können demgegenüber auch in Richtung der warmen Luft geneigt sein, aber nur bis zu dem Punkt, an dem die neutrale Schichtung erreicht ist.

Die Warmfrontzonen setzen sich gewöhnlich im Mesoscale aus multiplen, stabil geschichteten Zonen zusammen, die das Resultat sein können von kürzlich erfolgter Frontogenese, Überbleibsel einer alten rückläufigen Kaltfront, oder von Absinken oder Verdunstungsabkühlung. Selten findet man eine einzelne Schicht, die von nahe der Erdoberfläche bis in die mittlere Troposphäre reicht und kontinuierlich die warmseitige Begrenzung einer einzelnen stabilen Zone darstellt.

Die Arbeiten von Danielsen und McClain (1955), Saucier (1955) und Reed (1955), Reed und Danielsen (1959), Sawyer (1955) und anderen ließen schon Ende der 50er Jahre geringen Zweifel daran, daß die multiplen Unterzonen an Kaltfronten und an Warmfronten aufgefächert oder überlagert sein können.

So ist z.B. das Modell von Endlich und McLean (1957) mit einer Jetfront, die die Polarfront überlagert, lediglich die Konsequenz der Fähigkeit der Natur, jede beliebige Zahl von 'Luftmassen' und 'Frontalzonen' zu bilden, die sich vereinigen, aufteilen und auseinanderfallen können innerhalb der größeren, baroklinen Zonen, die die relativ barotropen Luftmassen voneinander trennen. Die Lebensdauer vieler dieser individuellen Unterzonen kann wesentlich geringer sein als die der größeren Zone und der der Fronten des synoptischen Scales. Die Neigung der Frontschicht kann sich unter dem Einfluß advehierter Stabilitätsänderungen besonders in den untersten Schichten rasch ändern. Allerdings sind letztendlich die synoptischen Strukturen und

nicht die mesoskaligen Details für die langfristige Kontinuität des frontalen Systems verantwortlich (Kreitzberg, 1964).

Kreitzberg (1968) und Kreitzberg und Brown (1970) kommen zu dem Schluß, daß es keinen konsistenten Zusammenhang zwischen Trögen im Mesoscale und der beobachteten Verteilung von Wolken und Niederschlägen gibt. Sie beobachten Windoszillationen mit signifikanter Amplitude, die mit Wolken und Niederschlägen verbunden sind und andere, die es nicht sind, obwohl die 'wetterfreien' Wellen indirekt die Entwicklung von Wettersystemen durch Verformung der Felder von Temperatur, Feuchte, Windscherung und Schichtung beeinflussen.

Diese Mesotröge, die eine Periode von 4-6 h aufweisen, bewegten sich etwa mit der Geschwindigkeit der Strömung, sodaß ihr Ursprung in bezug auf das Frontensystem unklar ist. Da es keinen systematischen Zusammenhang zwischen den Trögen und den Temperaturfeldern gibt, außerdem keine vertikale Windscherung in ihrem Bereich auftritt, kann angenommen werden, daß sich einige dieser Wellen wie nichtdivergente barotrope Schwerewellen mit einer oszillatorischen Variation der Vorticity entlang der mittleren Strömungsrichtung verhalten. Die Niederschlagsfelder sind jedoch an die Temperaturfelder gekoppelt und nicht an diese Windoszillationen.

Die größeren Regionen mit recht- und rückdrehenden Wind sind nur schwach an die größeren und mesoskaligen (Temperatur-) Strukturen der Front gebunden. Manche Änderungen der Windrichtung mit der Höhe fallen mit stabilen Schichtungen zusammen, aber derartiger Übereinstimmungen haben nur eine schwache Kontinuität in Zeit und Raum.

Kreitzberg (1968) kommt daraufhin zu dem Ergebnis, daß sich im Mesoscale das Windfeld stark ageostrophisch verhält, und daß die Ableitung eines Temperaturprofils aus der vertikalen Windscherung und umgekehrt zwecklos erscheint.

2. Geordnete Strukturen im Mesoscale

Seit Mitte der 60er Jahre ist bekannt, daß Niederschlagszonen an frontalen Wettersystemen im Mesoscale häufig eine geordnete, oft bandartige Struktur aufweisen.

Elliot und Hovind (1964) identifizierten in einer Studie über frontale Wettersysteme vor der Küste Kaliforniens konvektive Niederschlagsbänder, die in die allgemeine frontale Niederschlagszone eingebettet waren.

Weiterhin stellten sie fest (Elliot and Hovind, 1965), daß der Warmfrontbereich abwechselnd aus warmen, feuchten und kalten, trockenen Zonen bestand. Der Abstand dieser Zonen betrug ca. 200-300 km, und die Bänder mit präfrontaler Konvektion traten im allgemeinen innerhalb derjenigen feuchtwarmen Zone auf, die am dichtesten an der okkludierten Front lag. Die potentielle Labilität wurde durch Kaltadvektion in der Höhe aufrecht erhalten.

In Okklusionen strömt Luft mit niedrigerer statischer Energie (im wesentlichen Luft mit geringerer θ_e oder θ_v) in einer Serie von Pulsen in der Höhe über die Bodenposition der Okklusion hinweg und erzeugt dadurch potentielle Labilität. Mit jedem dieser Pulse ist eine Region mit aufsteigender Luftbewegung und Niederschlägen verbunden.

In diesen Fällen war also differentielle Kaltadvektion an Okklusionen das auslösende Moment für die Formierung und Ordnung der Niederschläge im Mesoscale gewesen.

Ähnliches wird von Omoto (1965) an Kaltfronten berichtet:

Er fand, daß prä-kaltfrontale Niederschlagszonen über den USA mehr an kleinere Tröge oder Scherzonen im Windfeld gekoppelt sind als an Störungen im Geopotentialfeld, was auf Ageostrophie schließen läßt. Diese Tröge traten in ca. 600 hPa am deutlichsten in Erscheinung, waren schon vor der einsetzenden Niederschlagsbildung zu beobachten und schwächten sich beim Heranwachsen des Niederschlagssystems ab. Die Niederschlagsregion ist durch relativ kalte Luft charakterisiert.

Omoto führt die Niederschlagsprozesse, die meist südöstlich des oberen Jetstreams auf dessen antizyklonaler Seite auftreten, auf die Passage jener kleinen Tröge und Scherungszonen und die mit ihnen assoziierte differentielle Vorticity-Advektion zurück. Da diese Tröge anhand von Standard-Radiosondendaten identifiziert worden sind, ist ihnen eine Wellenlänge von mindestens ca. 300-400 km zuzuordnen, die damit wesentlich größer ist, als

die der bei Kreitzberg (1964) beschriebenen mesoskaligen Prozesse. Offensichtlich gibt es also ein ganzes Spektrum mesoskaliger Prozesse, dessen obere Grenze durch das übliche Radiosondennetz eben noch aufgelöst werden kann, und dessen untere Grenze an den Cumulus scale grenzt. Zur näheren Erläuterung wird auf Fujitas (1981) 'Definition der verschiedenen Mesoscales' verwiesen. Auch in anderen geographischen Regionen wurden zahlreiche Beispiele für die mesoskalige Organisation von Niederschlags- und Windfeldern gefunden, so z.B. von Nozumi und Arakawa (1968), die bei Tiefdruckgebieten in Japan in 82% der Fälle mesoskalige Niederschlagsbänder im Warmsektor fanden, die meist konvektiver Natur waren und den Squall-lines zu entsprechen scheinen, die im Warmsektor von Tiefs über den kontinentalen USA auftreten.

Browning and Monk (1982) präsentieren mehrere Beispiele von Katakaltfronten, bei denen die Kaltluft in der Höhe über die Bodenposition der Kaltfront vorauseilt, potentielle Labilität erzeugt und zur konvektiven Niederschlagsproduktion führt.

Die Trennung von Fronten in Ana- und Katafronten ist dem synoptischen Scale zuzuordnen; jeder dieser Frontentypen ist im Mesoscale jedoch von den ihm eigenen Zirkulationen begleitet.

Über die Zirkulation an Kaltfronten berichtete als einer der ersten Sansom (1951) ausführlicher, der mit Standardradiosondenaufstiegen die Eigenschaften von Ana- und Kata-Kaltfronten genauer analysierte. Browning und Harrold (1970) analysierten die Zirkulation und Niederschlagsprozesse an zwei Ana-Kaltfronten über den Britischen Inseln im Mesoscale. Es zeigt sich, daß unmittelbar vor diesen Fronten eine starke frontparallele südwestliche Strömung auftrat, mit der warme, feuchte Luft in den unteren Schichten nach Norden transportiert wurde. Ein Teil dieser Luft glitt an der Kaltfront auf und produzierte den größten Teil des Niederschlags. Die Strömung gegen die Front im untersten Kilometer wurde durch absinkende Luft gefüttert, die parallel zur Front advehiert worden war. Exakt an der Passage der frontalen Konvergenzlinie (FKL) am Boden trat eine starke Aufwärtsströmung auf, die die höchsten Niederschlagsraten der ganzen Frontpassage verursachte. Diese Strömung ist an und oberhalb der Frontschicht in Richtung der kalten Luft nach oben gerichtet und erreicht Werte von etwa 40 cm s^{-1}. Unterhalb der Frontschicht wird eine schwache Abwärtsströmung (ca. 10-20 cm s^{-1}) beobachtet. Der Niederschlag dauerte bis ca. 2-3 Std. nach der Frontenpassage an.

In einer Weiterführung dieser Arbeit analysierten Browning und Pardoe (1973) dann die Struktur von 'low level jet streams' (LLJ) an Ana-Kaltfronten (AKF) und fanden heraus, daß alle diese Fronten durch ein schmales Band flacher, aber kräftiger Konvektion an der Bodenkaltfront gekennzeichnet waren. Dieses Band ist linienartig entlang der Front angeordnet und wird an seiner vorderen Seite durch den LLJ begrenzt, in dem die Geschwindigkeiten 25 bis 30 m s^{-1} erreichen; dahinter nehmen die Windgeschwindigkeiten jedoch abrupt ab. Einige der dargestellten Fälle zeigen kein singuläres präfrontales Jet-Maximum, sondern mehrere Maxima, die einen Abstand von ca. 200 km haben. Obwohl in diesen Fällen das Geschwindigkeitsmaximum unterhalb von 800 hPa erreicht wird kann das oszillatorische Muster bis in eine Höhe von etwa 500 hPa verfolgt werden (Fig. 3a, p. 625 in Browning und Pardoe, 1973). In den meisten Fällen tritt vor der Bodenkaltfront eine Absinkinversion auf, die feucht-warme Luft in der Grenzschicht von trocken warmer Luft darüber trennt.

James and Browning (1979) wandten ihre Aufmerksamkeit dann noch einmal der kleinräumigen Struktur des linienförmigen schmalen Niederschlagsbandes an Anakaltfronten zu und kamen zu dem Ergebnis, daß es aus kleineren Elementen besteht, die eine Länge von wenigen bis zu vielen zehn Kilometern haben und durch Lücken etwas geringerer Ausdehnung getrennt sind. Die Elemente sind grundsätzlich im Uhrzeigersinn in Bezug auf die synoptische Kaltfront gedreht.

Das Gros der Arbeit über die mesoskalige Struktur und Zirkulation an synoptischen Systemen, insbesondere Niederschlagssystemen, wurde in der zweiten Hälfte der 70er und ersten Hälfte der 80er Jahre jedoch von der University of Washington (U of W) Gruppe (Hobbs, Houze, Locatelli, Wallace, et al.) geleistet, die im Rahmen eines großangelegten Projekts (Project Cycles) die mesoskalige Struktur von Zirkulationssystemen in extratropischen Zyklonen mit Serienradiosondenaufstiegen, Forschungsflügen, Wetterradar und einem dichten Netz von Bodenbeobachtungen im US-Staat Washington zu entschlüsseln suchten. Die Ergebnisse sind teilweise in Houze (1981) und vollständiger in Houze und Hobbs (1982) zusammengefaßt. Die U of W Gruppe setzte sich dabei im wesentlichen mit der Organisation der Niederschlagsfelder im Mesoscale auseinander.

Da die Vertikalgeschwindigkeit bei der Erzeugung von Wolken und Niederschlagsgebieten sowie bei der Beurteilung der Struktur synoptischer Systeme

eine zentrale Rolle einnimmt, wurden schon bald (ab 2. Hälfte der 60er Jahre) Doppler Radargeräte und VAD (Velocity-Azimuth-Display; siehe z.B. Browning und Wexler, 1968) Techniken eingesetzt, um die Vertikalgeschwindigkeit zu bestimmen und Aussagen über die 3-dimensionale Zirkulation an synoptischen Systemen zu machen. Da die Wetterradargeräte jedoch an Hydrometeore (Niederschlags- und Wolkenpartikel) als Tracer der Luftbewegung gebunden sind, müssen zunächst Annahmen über die Größenverteilung dieser Partikel und deren natürliche Fallgeschwindigkeit gemacht werden, um die Vertikalgeschwindigkeit abzuleiten. Darüberhinaus können natürlich über die Vertikalbewegungen in wolken- und niederschlagsfreier Luft keine Aussagen gemacht werden.

Das herausragende Ergebnis der Arbeiten der U of W Gruppe ist, daß Niederschlagsgebiete im Mesoscale häufig eine organisierte systematische, meist bandartige Struktur aufweisen (siehe ebenfalls Atkinson und Smithson, 1978). Weiterhin treten an Fronten Niederschlagsbänder auf, die für jeden Frontentyp artspezifisch sind und die U of W Gruppe dazu veranlaßten, diese Bänder entsprechend zu klassifizieren. Neben der Klassifizierung wurde in den letzten Jahren (1979-1983) versucht, physikalische Mechanismen zu finden, die für die Formierung dieser Bänder verantwortlich sind.

Diese Regenbänder werden folgendermaßen klassifiziert. (Die Klassifikation stützt sich im wesentlichen auf Beobachtungen im pazifischen Nordwesten der USA, ist aber grundsätzlich konsistent mit Beobachtungen über den Britischen Inseln, Neu-England, dem Innern der USA und auch Japan - siehe vorab erwähnte Literaturstellen.)

(1) Warmfrontbänder: Diese Bänder treten vor oder an der Bodenposition der Warmfront auf und haben eine ähnliche Orientierung wie sie. Ihr typischer Durchmesser beträgt 50 km. Sie können auch dort auftreten wo in den Standard thermodynamischen und Winddaten keine gut definierte Warmfront zu finden ist.

(2) Warmsektorbänder: Diese Bänder sind im Warmsektor zu finden, parallel zur Bodenkaltfront angeordnet und haben üblicherweise einen Durchmesser von 50 km (Hobbs und Browning, 1979);

(3) Weite kaltfrontale Regenbänder: Diese sind parallel zur Kaltfront angeordnet, wieder etwa 50 km durchmessend und liegen entweder genau auf

oder hinter der Bodenposition der Kaltfront. An Okklusionen treten sie an der Höhenkaltfront auf.

(4) Schmales kaltfrontales Band: Ist sehr schmal (ca. 5 km) und tritt genau an der Bodenposition der Kaltfront auf.

(5) Präfrontale 'cold surge' Bänder: Treten in Zusammenhang mit 'cold surges' vor der Bodenkaltfront auf. Kreitzberg (1964, 1968, 1970); Hobbs et al. (1975);

(6) Postfrontale Bänder: Linienförmig angeordnete Bereiche konvektiver Wolken weit hinter und normalerweise parallel zur Bodenkaltfront.

Symmetrische Instabilität (SI), bzw. feucht labile Symmetrische Instabilität (CSI)

Bennets und Hoskins (1979); Bennets und Sharp (1982) könnte für die geordnete Struktur der Niederschlagsbänder (1), (2), (3) und (6) Bennets und Ryder (1983) verantwortlich sein.

In einer 2-dimensionalen Situation äußert sich diese Instabilität durch eine walzenförmige Zirkulation, wobei diese Walzen entlang des thermischen Windes orientiert sind.

Die Bedingungen für SI in frontalen Regionen jedoch selten erfüllt wenn man nur die Verhältnisse in einer wasserdampffreien Atmosphäre betrachtet. In einer feuchten Atmosphäre, in der die effektive statische Stabilität reduziert ist (kleinere Richardsonzahl) ist dann eher damit zu rechnen, daß die Bedingungen für Instabilität erfüllt sind.

CSI tritt ein, wenn

$$\sigma^2 = - f\zeta + \frac{g}{\theta_0} \frac{(\nabla_h \theta \cdot \nabla_h \theta_w)}{\partial \theta_w / \partial z} > 0 \qquad \text{III(1)}$$

Dabei ist: f = Coriolis-Parameter
g = Erdbeschleunigung
ζ = Vertikalkomponente des absoluten Vorticity-Vektors
∇_h = Horizontaler Nablaoperator
θ_o = Referenztemperatur
θ = potentielle Temperatur
θ_w = potentielle Feuchttemperatur

Differentielle Kaltadvektion kann zur Bildung von Niederschlagsbändern (1) (Kreitzberg, 1964; Elliot und Hovind, 1964; Kreitzberg und Brown, 1970; Harrold, 1973; Houze et al., 1976; Matejka et al., 1980) (2) (Browning und Monk, 1982) und (5) (präfrontale Kaltluftschübe) (Kreitzberg, 1964, 1968; Kreitzberg und Brown, 1970; Browning et al., 1973; Matejka et al., 1980) führen.

Als letztes können mesoskalige Schwerewellen zur Ordnung und Anregung von Niederschlagsprozessen im Mesoscale von Meso α - Meso γ (Fujita, 1981) führen (z.B. Chimonas et al., 1980). Diese gehören jedoch zu den periodischen Prozessen im Mesoscale und werden unter II (1) behandelt.

Schmale Regenbänder an der Vorderkante einer Ana-Kaltfront wurden nebst anderen von Harrold und Browning (1970), Browning und Pardoe (1973) und Hobbs et al. (1980) beschrieben.

Der stärkste Niederschlag in diesen Bändern ist in Niederschlagszellen konzentriert, die durch Lückenregionen voreinander getrennt sind. Die Passage jener Elemente gleicht einer Squall-line Böenfront (James und Browning, 1979; Hobbs und Persson, 1982). Die Aufsplitterung eines schmalen kaltfrontalen Regenbandes in Niederschlagszellen und Lückenregionen gleicht dem Muster, das man erhält, wenn man gravity currents in einem Laborexperiment in einer Wanne erzeugt (Simpson, 1972). Als anderer Mechanismus, der zu einem solchen Regenband führen könnte, käme Instabilität in Betracht, die durch starke horizontale Scherung quer zur Front in der frontparallelen Komponente des Windes hervorgerufen wird (Matejka, 1980; Hobbs und Persson, 1982).

Wave-CISK Mechanismen (Lindzen, 1974; Emanuel, 1982) könnten für die Formierung von mesoskaligen Niederschlagszonen (2) und (6) (Bennets und Ryder, 1983) verantwortlich sein.

Als letzte der geordneten Strukturen im Mesoscale sollen nun noch subsynoptische Wirbel erwähnt werden, die, nicht an Fronten gebunden und manchmal weit hinter Kaltfronten, tief in der Kaltluftmasse in Erscheinung treten, nämlich sogenannte Polartiefs. Aufgrund ihres relativ seltenen Auftretens sind sie bislang noch nicht so häufig untersucht worden, und der augenblickliche Wissensstand ist dementsprechend begrenzt, teilweise sogar kontrovers.

Harrold und Browning (1969) kamen in einer Fallstudie zu dem Schluß, daß es sich bei diesen Wirbeln um kleinskalige barokline Störungen handelt, die sich in einer Region verstärkter Baroklinität innerhalb der Polarluftmasse in der unteren Troposphäre bilden. Die an dieser Störung auftretenden Niederschläge haben weitgehend Aufgleit- und nicht Konvektionscharakter, was der traditionellen Vorstellung, Polartiefs bildeten sich durch thermische Instabilität innerhalb einer Kaltluftmasse, die sich über warmen Wasser bewegt, zuwiderläuft.

Mullen (1982) kam bei der Analyse einer Polartiefentwicklung über dem nordamerikanischen Kontinent im Winter zu dem Ergebnis, daß Kumuluskonvektion sowie das Freisetzen latenter Wärme keine wesentlichen Elemente bei der Entwicklung von Polartiefs darstellen.

Demgegenüber beschreibt Rasmussen (1979, 1981) das Polartief als ein CISK-Phänomen, für dessen Entstehung das Freisetzen latenter Wärme eine wesentliche Voraussetzung wäre. Gegenüber den bei Mullen (1982) und Harrold u. Browning (1969) beschriebenen Störungen, wiese das Polartief dann einen warmen Kern auf. Reed (1979) analysiert eine Reihe von Fällen über dem Nordpazifik und identifiziert die Polartiefs häufig mit den kommaartigen Wolkenformationen, die gelegentlich auf der polwärtigen Seite der Hauptfronalzone auftreten und mit Vorticitymaxima einhergehen.

Reed (1979) weist daraufhin, daß u.U. auch barotrope Instabilität für die Entstehung von Polaratiefs verantwortlich sein könnte. Locatelli et al. (1982) untersuchen dann die mesoskalige Struktur mehrerer Polartiefs über dem Nordpazifik und an der nordamerikanischen Westküste und gelangen prinzipiell zu einem ähnlichen Ergebnis wie Harrold und Browning (1969) und Reed (1979), nämlich, daß es sich bei diesen Wirbeln um barokline Phänomene handelt; räumen aber ein, daß es Anzeichen für zwei Arten von Polartiefs gibt, und zwar:

Polartief erster Art:
subsynoptische barokline Störung, nahe der kalten Seite der Hauptfrontalzone, häufig im Nordpazifik
Polartief zweiter Art:
subsynoptisches CISK ähnliches Phänomen, tief in der Kaltluftmasse, warmer Kern, häufig über dem Nordatlantik und dem europäischen Eismeer.

2.1 Periodische Strukturen im Mesoscale

Periodische Strukturen, die durch mesoskalige Schwerewellen verursacht werden, sind sowohl im 'kleinen' (= α) als auch im 'großen' (= γ) Mesoscale beobachtet worden.

Im kleinen Mesoscale führen sie an Okklusionen und Kaltfronten zum Auftreten von wellenförmigen Regenbändern (Testud et al., 1980; Wang und Hobbs, 1983; Wang et al., 1983), die möglicherweise auf Scherungsinstabilitäten (Lalas und Einaudi, 1976) oder horizontale, walzenförmige Wirbel in der Grenzschicht zurückzuführen sind. Im Vergleich zu den oben beschriebenen Bändern haben sie nur eine relativ geringe horizontale Erstreckung (20-80 km lang, 3-10 km breit, Abstand 5-13 km) und sind senkrecht zur Kaltfront des synoptischen Scales und den übrigen kaltfrontalen Regenbändern angeordnet. Die in ihnen beobachteten Vertikalgeschwindigkeiten erreichten Werte von 1.0-1.5 m s^{-1}.

Im Meso β können mesoskalige Schwerewellen zu Niederschlagsbändern (1) und (2) führen.

Lindzen und Tung (1976) fanden heraus, daß sich mesoskalige Schwerewellen durch Ducting in einer statischen stabilen Schicht, die oben durch eine labile oder neutrale Schicht begrenzt ist, ausbreiten können und weisen darauf hin, daß die Vertikalbewegungen, die mit diesen Wellen auftreten, warmfrontale Regenbänder ins Leben rufen können. Diese Vertikalbewegungen könnten dann Niederschlagsbänder entweder durch das Freisetzen von Labilität in der labilen Schicht oberhalb des Ducts oder durch Erzeugung einer dichteren 'Feeder' Wolke in unteren Höhen, die durch intensiviertes Heben und Kondensieren im Mesoscale zustande käme, hervorrufen.

Houze (1982) zufolge hat dieser Mechanismus seinen Reiz, denn die Schichtung, die in der Theorie angenommen wird, ist ähnlich der beobachteten, und die theoretischen Wellenlängen und Phasengeschwindigkeiten ähneln den gemessenen (Parsons und Hobbs, 1982).

In Warmsektoren können sich die Schwerewellen von der Kaltfront her in den Warmsektor hinein ausgebreitet haben (Uccelini, 1975; Stobie et al., 1983).

Sie können sich während des Prozesses der Frontengenese selbst bilden, mit einer Gruppengeschwindigkeit senkrecht zur Frontschicht in den Warmsektor hinein ausbreiten (Ley und Peltier, 1978) und dort nach den Rechnungen von Ley und Peltier etwa 75-125 vor der Bodenkaltfront ein Luftdruckminimum verursachen. Als Ausbreitungsgeschwindigkeit werden ca. 6 m s^{-1} angegeben. Darüberhinaus sind Schwerewellen auch vor der Bodenposition der Warmfront beobachtet worden und haben zur Bildung von Schauern und Gewittern geführt (Ferguson, 1967).

Über die Mechanismen, die mesoskalige Schwerewellen verursachen können, ist wenig bekannt.

Verschiedene Möglichkeiten sind erörtert worden

(1) Scherungsinstabilitäten (z.B. Lalas und Einaudi, 1976)
(2) Geostrophisches Ungleichgewicht in frontalen Zonen (z.B. Blumen, 1972; Ley und Peltier, 1978)
(3) Penetrative Konvektion (z.B. Uccelini, 1975, Stull, 1976).

Auch das bislang vorliegende Beobachtungsmaterial ist begrenzt und beschränkt sich im wesentlichen auf die vorab zitierten Literaturstellen.

Ausgangspunkt waren meist bodengebundene Mikrobarographenregistrierungen, aus denen keine Aussagen über die dreidimensionale Struktur dieser Wellen hergeleitet werden konnten.

Erst in jüngster Zeit liegen Beobachtungen von mesoskaligen Schwerewellen mit VHF Radars vor (Lu et al., 1984); im Mikroscale schon seit 1980 (s. z.B. Klostermeyer, 1980; s. auch nachfolgendes Kapitel über den Aufbau des VHF Radars).

2.2 VHF Radars im Mesoscale und Arbeitszielsetzung

In Mitteleuropa hat es bislang keine umfassenden Analysen mesoskaliger Strukturen synoptischer Systeme gegeben, bei denen ähnlich wie bei der U of W- und Harrold und Browning-Gruppe relevante meteorologische Größen im Mesoscale direkt mit Dual-Dopplerradar, VAD oder Serienradiosondenaufstiegen und Flugzeugen gemessen wurden. Nach Wissen den Autors existiert im gesamten deutschsprachigen Raum überhaupt kein Dual Doppler oder VAD-fähiges Gerät. Arbeiten über die Struktur synoptischer Systeme über Mitteleuropa entstanden nur auf der Grundlage routinemäßiger synoptischer Beobachtungen und können dementsprechend nur begrenzt Aussagen über mesoskalige Zirkulationen machen. Dies hat dazu geführt, die mesoskalige Struktur synoptischer Systeme über Mitteleuropa mit einem VHF-Radar (VHFR) zu untersuchen.

Wie im nächsten Abschnitt näher ausgeführt werden wird, ermöglichen es VHF-Radare, zeitlich und räumlich hoch auflösende Wind-Profile in der Troposphäre, Stratosphäre und auch Mesosphäre zu gewinnen. Je nach Aufgabenstellung ist es möglich, zeitliche Mittelwerte von ca. 1 min bis beliebig lange zu berechnen (bei einer räumlichen Auflösung und bis zu 150 m). Die Analyse des vorliegenden Datenmaterials, das in Kapitel V präsentiert wird, hat ergeben, daß eine Vielzahl mesoskaliger Prozesse im Bereich frontaler Wettersysteme beobachtet worden sind, die im Rahmen dieser Arbeit nicht alle behandelt werden können. Die Beschränkung auf ein einziges mesoskaliges Phänomen andererseits wird dem Reichtum an Informationen, der in der VHFR Daten enthalt ist, nicht gerecht. Demzufolge wird hier, nachdem der augenglickliche Kenntnisstand über mesoskalige Zirkulationssysteme aufgeteilt in 'geordnete' und 'periodische' Strukturen umrissen wurde, folgende Vorgehensweise gewählt:

Nach Sichtung und Ordnung des Datenmaterials im Hinblick auf mesoskalige Prozesse stellte sich heraus, daß die Analyse folgender mesoskaliger Systeme zu Ergebnissen geführt hat, die über den in diesem Abschnitt dargelegten Kenntnisstand hinausgehen:

(1) Präfrontale Kaltluftschübe
(2) Linienhafte Konvektion hinter Kaltfronten
(3) Kurzwellige Höhentröge hinter Kaltfronten
(4) Periodizitäten im Wind- und Vertikalbewegungsfeld an synoptischen Wettersystemen.

Bevor jedoch mit der Analyse der VHFR Winddaten begonnen wird, soll in einem Extrakapitel näher auf das VHF-Radar eingegangen werden, da es noch nicht eine so weitgehende Verbreitung erlangt hat, um die Kenntnis seiner Funktionsweise voraussetzen zu können.

IV. Das VHF Radarsystem

Die Fähigkeit eines VHF Radars Winde (hierbei ist nachfolgend der horizontale Windvektor gemeint) und Vertikalgeschwindigkeiten mit großer Genauigkeit zu messen, ist in den letzten Jahren in einer Reihe von Arbeiten ausreichend dokumentiert worden, z.B. Larsen und Röttger (1982); Balsley und Gage (1982); Czechowsky et al. (1982); Röttger (1981); Rüster und Czechowsky (1980); Fukao et al. (1982). Darüberhinaus wurde ihr Wert bei der Beobachtung von Strukturen und Zirkulationen an frontalen Wettersystemen demonstriert (z.B. Röttger, 1979; Röttger, 1981; Röttger und Schmidt, 1981; Ecklund et al., 1982; Shapiro et al., 1984).

(1) Theoretische Grundlagen

Obwohl die theoretischen Grundlagen für Windbeobachtungen in der Troposphäre mit bodengebundenen Radarsystemen schon seit den frühen 50iger Jahren vorhanden waren (z.B. Booker und Gordon, 1950), wurden die ersten Radarwindbeobachtungen in der optisch klaren Stratosphäre erst 1974 mit dem ursprünglich für Ionosphärenforschung konstruierten VHF Radar in Jicamarca, Peru durchgeführt (Woodman und Guillen, 1974).

Die Hauptursache für Radarechos aus der optisch klaren Atmosphäre ist in turbulenten Fluktuationen des atmosphärischen Brechungsindexes zu sehen. Der Brechungsindex ist bei Wellenlängen im VHF-Bereich (1-10 m) nicht dispersiv und hängt von der Temperatur, dem Druck und der Feuchte ab.

Die Radio-Refraktivität ist als $N = (n-1) \times 10^6$ definiert, wobei n der Brechungsindex im VHF-Bereich ist. Bean und Dutton (1966) diskutieren die in N eingegehenden Größen ausführlicher und kommen zusammenfassend zu dem Ergebnis, daß N ausgedrückt werden kann durch

$$N = 77.6 \frac{P}{T} - 5.6 \frac{e}{T} + 3.75 \times 10^5 \frac{e}{T^2} \qquad \text{IV(1)}$$

oder bei Vernachlässigung des e/T-Terms

$$N = 77.6 \frac{p}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{e}{T^2} \qquad \text{IV(2)}$$

mit p = Druck in hPa, T = Temperatur in K, e = Partialdruck des Wasserdampfes in hPa

Turbulente Fluktuationen können allgemein beschrieben werden durch die Strukturfunktion

$$D(\underline{\ell}) = \overline{[n'(\underline{r}) - n'(\underline{r}-\underline{\ell}]^2} \qquad \text{IV(3)}$$

wobei $\underline{r}$ die räumliche Position angibt, $\underline{\ell}$ die räumliche Distanz zwischen 2 Punkten, an denen n gemessen wird, ' den Störanteil, $\overline{\quad}$ zeitliches Mittel und n der Brechungsindex ist.

Für isotrope Turbulenz im Trägheitsunterbereich kann dann gezeigt werden, (z.B. Tatarski, 1961), daß

$$D(\underline{\ell}) = C_n^2 \, |\underline{\ell}|^{2/3} \qquad \text{IV(4)}$$

wobei C_n^2 der turbulente Strukturparameter des Brechungsindex ist. Der Trägheitsunterbereich ist unten vom Zähigkeitsbereich und oben vom Konvektionsbereich (convective range) begrenzt und reicht in der Troposphäre von ca. 10^{-1} m bis 10^2 m (z.B. Gage und Balsley, 1980). Bezeichnet man die obere Grenze des Trägheitsunterbereichs als L_o (also den Übergang zum Konvektionsbereich; größenordnungsmäßig vergleichbar mit den größten Wirbeln in der Turbulenzzelle), so läßt sich C_n^2 darstellen als

$$C_n^2 \quad L_o^{4/3} \, \overline{(dn/dz)}^2 \qquad \text{IV(5)}$$

(Tatarski, 1961).

Die Größe der Proportionalitätskonstante in dieser Gleichung wird mit ≈ 2.8 angegeben (z.B. van Zandt et al., 1979).

$\overline{dn/dz}$ ist der mittlere vertikale Gradient des Brechungsindex gemessen über mindestens die halbe Radarwellenlänge ΔR.

Für homogene und isotrope Turbulenz läßt sich dann die Radarreflektivität η als Funktion von C_n^2 angeben als (Tatarski, 1961; Ottersten, 1969)

$$\eta = .38\ C_n^2\ \lambda^{-1/3}\ ,\ \lambda = \text{Radarwellenlänge} \qquad \text{IV(6)}$$

Die Radarreflektivität bestimmt dann, zusammen mit anderen Größen, die Stärke des rückgestreuten und vom Radar empfangenen Signals.

In der Radargleichung für den monostatischen Fall muß zunächst einmal zwischen verschiedenen Rückstreumechanismen unterschieden werden:

Für ein singuläres, rückstreuendes Objekt ist die empfangene Leistung gegeben durch:

$$P_s = \frac{P_t\ A^2\ \sigma}{4\pi\ R^4\ \lambda^2} \qquad \text{IV(7)}$$

dabei ist P_t = Pulsspitzenleistung des Radar Senders
- A Fläche der Sende/Empfangsantenne
- R Distanz zwischen Radar und rückstreuendem Objekt
- λ Radarwellenlänge
- σ Radarquerschnitt; die effektive Fläche, die isotrop die gleiche Leistung wiederausstrahlt, die sie vom Radarsender empfangen hat.

(z.B. Berkowitz, 1965; Röttger et al., 1978)

Ist das durch die Pulslänge und die Öffnungswinkel der Radarantenne vorgegebene Volumen mit einer großen Anzahl singulärer rückstreuender Objekte angefüllt, dann ist der Radarquerschnitt durch die Summe der einzelnen Querschnitte im gesamten Volumen angegeben. Dieser Rückstreuprozess heißt Volumenrückstreuung.

η ist dann definiert als der Radarquerschnitt pro Einheitsvolumen. Der effektive Querschnitt des gesamten rückstreuenden Volumens ist dann

$$\sigma = \eta \cdot V \qquad \text{IV(8)}$$

Da das Volumen V proportional zu R^2 und der halben Radarpulslänge ΔR ist, und weiterhin proportional zu λ^2 und A^{-1}, reduziert sich die Radargleichung für ein singuläres rückstreuendes Objekt zur Radargleichung für Volumenrückstreuung:

$$P_s = \frac{\pi P_t A \Delta R \eta}{64 R^2} \qquad \text{(Röttger et al., 1979)} \qquad \text{IV(9)}$$

Darüberhinaus wird ein Teil der ausgesendeten Leistung in der vertikalen Antennenrichtung partiell reflektiert und es ist schwierig zu beurteilen, welcher Teil rückgestreut und welcher reflektiert wurde, wenn man allein die empfangene Leistung betrachtet. Anzumerken ist noch, daß bei dieser Art der Rückstreuung (Bragg Scatter, siehe z.B. Gossard und Strauch, 1983) nur diejenigen turbulenten Fluktuationen einen Beitrag zur Rückstreuung leisten, die eine Größenordnung von der halben Radarwellenlänge haben.

Da diese turbulenten Fluktuationen im für VHF Radars relevanten Wellenlängenbereich von mehreren Metern eine Lebensdauer oder Kohärenz (räumlich und zeitlich) von bis zu mehreren Sekunden haben, spricht man in diesem Zusammenhang auch von kohärenter Rücksstreuung (coherent scatter) (Woodman und Guillen, 1974).

Eingangs ist gezeigt worden, daß die Radiorefraktivität N vom Druck, der Temperatur und der Feuchte abhängt und mithin die mit einem VHF Radar empfangene rückgestreute Leistung von den turbulenten Variationen dieser Größen abhängt. Um zu beurteilen, welche von ihnen in der Troposphäre eine ausschlaggebende Rolle spielt, werden die Fluktuationen ΔN nahe der halben Radarwellenlänge betrachtet, wobei angenommen wird, daß die Fluktuationen des Druckes Δp, der Temperatur ΔT und der Feuchte Δe unabhängig voneinander sind (Röttger et al., 1978).

Unter der Voraussetzung eines mittleren Hintergrundprofils für N erhält man

$$\overline{(\Delta N)^2} \approx 1.6\ \overline{(\Delta T)^2} + 0.1\ \overline{(\Delta p)^2} + 20.0\ \overline{(\Delta e)^2} \qquad \text{IV(10)}$$

wobei ΔT in K, Δp und Δe in hPa angegeben werden.

Demzufolge führen turbulente Variationen in der Feuchteverteilung am ehesten zu einem Anstieg in der rückgestreuten Leistung, und dies insbesondere in der unteren Troposphäre, da der Partialdruck des Wasserdampfes nach oben hin exponentiell abnimmt. In der Stratosphäre und der oberen Troposphäre dominieren dann die Temperaturfluktuationen, während die Druckvariationen praktisch bedeutungslos sind.

Vorab ist schon darauf hingewiesen worden, daß in der vertikalen Antennenrichtung ein Teil der empfangenen Leistung nicht auf Rückstreuung durch turbulente Fluktuationen des Brechungsindexes zurückzuführen ist sondern auf partielle Reflexion. Da der Reflexionsmechanismus wesentlich effektiver ist als der Rückstreumechanismus, machen sich diese partiellen Reflexionen beim Schwenken von der schrägen in die vertikale Richtung durch einen drastischen Anstieg in der empfangenen Leistung bemerkbar (z.B. Röttger und Vincent, 1978; Gage und Green, 1978; Röttger, 1980; Green und Gage, 1980). Da diese partiellen Reflexionen nur in der Vertikalen beobachtet werden können, nicht jedoch in den schrägen Antennenrichtungen, kann durch Schwenken der Antennenrichtung sofort festgestellt werden, ob es sich bei Spitzen in der vertikalen Leistungsverteilung um partielle Reflexionen oder um einen Anstieg der turbulenten Fluktuationen handelt.

Partielle Reflexionen sind allgemein mit stabilen Schichtungen in der Troposphäre und auch Stratosphäre in Verbindung gebracht worden. Gage und Green (1979); Gage und Green (1982a) weisen nach, daß die Höhe der Tropopause aus der vertikalen Leistungsverteilung bestimmt werden kann. Gage und Green (1982b) gehen sogar noch einen Schritt weiter und leiten ein vertikales Temperaturprofil dadurch ab, daß sie die normierte empfangene Leistung als Funktion der atmosphärischen Stabilität ausdrücken. Die Ableitung baut jedoch zunächst auf der Annahme auf, daß die empfangene Leistung von kohärenter (Fresnel) Streuung herrührt, das durch in der Atmosphäre horizontal geschichtete Strukturen hervorgerufen wird und weiterhin darauf, daß nur turbulente Fluktuationen in der Temperaturverteilung zu einer Rück-

streuung der Leistung führen (Gage und Green et al., 1981; Gage und Green, 1982b). Diese Bedingungen sind allerdings nur in der oberen Troposphäre und Stratosphäre erfüllt, während in der mittleren und unteren Troposphäre der Beitrag durch Feuchtefluktuationen eine dominierende Rolle einnimmt (s. Gl. IV(10)) und demzufolge Anwendung von Gage und Green (1982b) dort fragwürdig erscheinen läßt.

Zur Berechnung von Windgeschwindigkeiten muß zunächst die Annahme gemacht werden, daß sich die turbulenten Strukturen mit der Geschwindigkeit des Hintergrundwindes bewegen, also als Tracer für diese Geschwindigkeit in Frage kommen (Taylors Hypothese der eingefrorenen Turbulenz). Ist diese Bedingung erfüllt, kann man mit einem Dopplerradar, das entweder einen einzelnen Puls oder eine Serie von Pulsen aussendet, die Geschwindigkeit des rückstreuenden Mediums entlang der Ausbreitungsrichtung des Radarstrahls dadurch bestimmen, daß man die Frequenz des rückkehrenden Signals mißt. Die Dopplerverschiebung kann dann dazu verwendet werden, die mittlere Geschwindigkeit desjenigen atmosphärischen Volumens zu bestimmen, das durch den Radarstrahl ausgeleuchtet wurde.

Zur Berechnung des 3-dimensionalen Windvektors wird zunächst die Vertikalkomponente des Windes mit der vertikalen Antennenrichtung bestimmt und anschließend die Horizontalkomponente durch elektronisches Schwenken der Antenne um 5°-15° aus der Vertikalen nach Ost und Nord. Einfache Umformung ergibt dann alle drei Komponenten. Näheres über dieses Verfahren, daß unter der Abkürzung DBS (Doppler Beam Swinging) bekannt ist (Röttger und Czechowsky, 1980; Czechowsky et al. 1976) weiter unten. Eine weitere Möglichkeit Windgeschwindigkeiten mit VHFR zu bestimmen bietet das SA (Spaced Antenna) Verfahren (Röttger und Vincent, 1978; Röttger und Czechowsky, 1980; Röttger und Schmidt, 1981; Röttger, 1981). Hierbei wird eine räumlich getrennte Anordnung von mehreren Antennengruppen verwendet, die alle senkrecht nach oben gerichtet sind, um die Wanderung von Irregularitäten, die mit dem Wind über das Antennenfeld advektiert werden zu beobachten. Durch eine Kreuzkorrelation der an den einzelnen Antennengruppen (meist 3) empfangenen Signale können die Horizontalkomponenten, mit denen sich diese Irregularitäten bewegen, abgeleitet werden. Die Vertikalkomponente kann direkt aus dem Dopplerspektrum bestimmt werden. Die Messungen für diese Arbeit wurden jedoch durchweg nach dem DBS-Verfahren ausgeführt, mit dem die Dopplerverschiebung des reflektierenden Mediums entlang den drei

Antennenrichtungen gemessen werden kann. Da zum Senden und Empfangen (in allen drei Richtungen) das gleiche Antennenfeld verwendet wird, muß die Antennenrichtung elektronisch gesteuert werden. Dies wird mit einem System von 4-bit Phasenschiebern erreicht, die das aus 196 4-elementigen Yagis bestehende Antennenfeld in jede gewünschte Richtung zwischen einem Zenitwinkel von 0° - 15° steuern können. Das Antennenfeld ist so konstruiert, daß bei einem Zenitwinkel von 7° das erste Minimum im Antennendiagramm genau in die Vertikale gerichtet ist, und so den Empfang von Signalen aus dem Zenit verhindert.

(2) Aufbau und Funktionsablauf des SOUSY-VHFR-Systems

Tafel 1 zeigt die technischen Daten der für die Messungen in Bad Lauterberg und bei Rosenheim verwendeten VHF-Radare im Vergleich

Tafel 1: Technische Daten der SOUSY-Radare

Standort:	Bad Lauterberg	Rosenheim
Betriebsfrequenz	53,5 MHz	53,5 MHz
Pulsspitzenleistung	600 kW	125 kW
Tastverhältnis	4 %	4 %
Pulslänge	1 - 100 µs	1 - 100 µs
Antenne	196 Yagis	132 Yagis
Gewinn	31 dB	28,5 dB
Öffnungswinkel	5°	7°
Beobachtungsrichtung	Zenith, Zenithdistanz 7° in NW und NO	Zenith, Zenithdistanz 7° in NW und NO

Abb. 2a zeigt in einem Blockdiagramm den Aufbau und Operationsablauf des SOUSY-VHF-Radars in Bad Lauterberg.

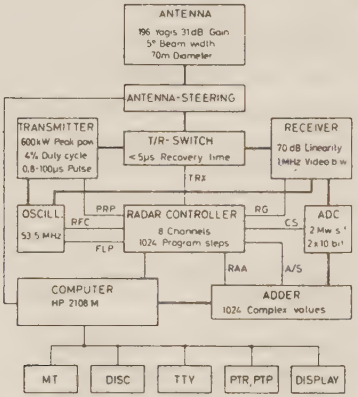


Abb. 2a

Fig. 1. Block diagram of the SOUSY-VHF-Radar facility. (MT–Magnetic Tape, DSC–Moving Head Disc, TTY–Teletype, PTR, PTP–Paper tape read/punch, DISPLAY–Storage Oscilloscope, for definition of abbreviations see Table I).

(aus Schmidt et al., 1979)

Die Zentraleinheit des Radars ist der 'radar controller', der von außen über einen HP 2108M Systemrechner gesteuert wird. Über diesen Rechner können Programme geladen werden, die dem 'controller' Details des Betriebsablaufs vorgeben, wie z.B. Pulslängen, Kodierungen und Pulswiederholungsfrequenzen.

Über den 'radar controller' werden die Programme dann ausgeführt.

Abb. 2b zeigt dazu den Zeitablauf mit dem die einzelnen Funktionen durchgeführt werden.

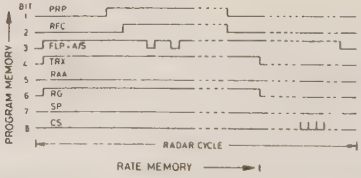


Abb. 2b

Fig. 3. Timing diagram of the 8-bit output of the radar controller.

Das PRP-Signal bringt den Sender in den Betriebsmodus und das RFC-Signal veranlaßt die Erzeugung der Hochfrequenzpulse. Über das FLP-Signal können phasenkodierte Signale erzeugt sowie Phasenmodulationen im Frequenzoszillator und Additions-Subtraktions-(A/S) Operationen im Adder gesteuert werden. Über den Sende-Empfangs-Schalter wird die Antenne beim hier verwendeten monostatischen Verfahren zwischen Sender und Empfänger hin- und zurückgeschaltet. Die Totzeit dieses Schalters beträgt ca. 5 µs. Über das Adder-Adressen-Signal (RAA) kann die Verarbeitung phasenkodierter Signale gesteuert werden. Phasenkodierte Pulse sind bei den vorliegenden Messungen jedoch nicht verwendet worde.

Das Empfängereingangssignal (RG) schützt den Empfänger während der Sendephase gegen Übersättigung und der Umwandlungspuls (CS) steuert die Signalannahme des Analog-Digital-Wandlers.

Da von turbulenten Fluktuationen in der optisch klaren Atmosphäre rückgestreute Signale wesentlich schwächer sind als die von festen Objekten oder bei Zentimeterwellen-Radars von Hydrometeoren rückgestreuten Signale, müssen besondere Verfahren angewandt werden, um das Signal aus dem Rauschen herauszuheben. Eines davon ist die Verwendung eines Komplementärcodes (Schmidt et al., 1979).

Bei einem Komplementärcode ist eine Mindestpulslänge von 4 µs erforderlich, wodurch die erste beobachtbare Höhe im Vergleich zu 1 µs Einzelpulsen um 600 m nach oben verschoben würde. In dieser Arbeit ist jedoch eine möglichst niedrige Anfangshöhe erwünscht, so daß hier vom Komplementärcode abgesehen und auf 1 µs und 2 µs Einzelpulse zurückgegriffen wurde. Darüberhinaus ist es möglich, sich die Kohärenz der rückgestreuten Signale zunutze zu machen und sie kohärent über eine Serie von Pulsen hinweg zu integrieren. Die Rauschkomponente des Signals wird dabei inkohärent, das Signal selbst aber kohärent aufaddiert.

Das Signal-Rausch-Leistungsverhältnis verbessert sich dabei um einen Faktor der gleich der Anzahl der Aufadditionen ist (Schmidt et al., 1979).

Das Signal-Rausch-Verhältnis in den hier durchgeführten Messungen wurde mit diesem Verfahren verbessert. Als Integrationszeit wurde 1/6 s gewählt, was als hinreichend klein im Vergleich zur Kohärenzzeit von ca. 1 s angesehen

werden kann (Röttger und Schmidt, 1979). Störende Bodenechos, die häufig das gewünschte, atmosphärische Signal überdecken, können durch eine Hochpaßfilteroperation weitgehend entfernt werden (Röttger und Schmidt, 1979).

(3) Berechnung der Windgeschwindigkeit aus der Dopplerverschiebung des rückgestreuten Signals

Die Windgeschwindigkeiten können nach einem bei Woodman und Guillen (1974) angegebenen Verfahren durch Berechnung der komplexen Autokorrelationsfunktion der Signalzeitreihe berechnet werden.

Bei den hier verwendeten Daten wurde die Dopplerverschiebung des rückgestreuten Signals bestimmt.

Die Frequenzverschiebung kann aus dem Signalspektrum bestimmt werden, das durch eine Fouriertransformation der Signalzeitreihe gewonnen wird (Schmidt et al., 1979). Die Frequenzauflösung ist durch

$$f_{min} = \frac{1}{J\Delta t}$$ gegeben, wobei J = Anzahl der Registrierungen pro Spektrum
hier: 64
Δt= Registrierintervall
hier: 1/6 s

und der entsprechenden Geschwindigkeitsauflösung

$$V_{min} = \frac{\lambda}{2J\Delta t},$$ wobei λ = Radarwellenlänge
hier: 5,6 m

Die maximale Frequenz beträgt dann $f_{max} = \frac{1}{2\Delta t}$

und die entsprechende Geschwindigkeit $V_{max} = \pm \frac{\lambda}{4\Delta t}$.

Mit dem SOUSY-VHF-Radar läßt sich für ca. alle 30 s für jede Höhe und jede der Antennenrichtungen ein Spektrum und damit ein Geschwindigkeitswert berechnen. Addiert man mehrere Leistungsspektren auf, so kann für den entsprechenden Zeitraum der Mittelwert der Geschwindigkeit bestimmt werden.

Im Gegensatz zu anderen VHF Radars (z.B. Gage und Balsley, 1978) bietet das SOUSY-VHF-Radar den Vorzug, daß eine große Anzahl von Höhenstufen (bis 100) bei hoher vertikaler Auflösung (bis 150 m) zur Verfügung stehen, und daß darüber hinaus Signale schon in einer geringen Höhe über der Station ausgewertet werden können. Diese Höhe hängt zunächst von der Totzeit des Sende-Empfangs-Schalters ab, weiterhin von der Zeit, die das Signal braucht um den Weg durch die Kabel vom Sender zur Antenne zu laufen, darüber hinaus jedoch noch von der Stärke der Bodenechos, die das Signal in den unteren Höhen verdecken und keine Auswertung zulassen. Der Vergleich mit Radiosondenwerden hat jedoch gezeigt, daß ab einer Höhe von etwa 1500 m über der Station zuverlässige Winddaten zur Verfügung stehen.

Das SOUSY VHFR bietet darüberhinaus bei der Untersuchung der mesoskaligen Windstruktur synoptischer Systeme im Vergleich zu konventionellen Radiosondenbeobachtungen mehrere Vorteile:

(1) Hohe zeitliche und vertikale Auflösung bis hin zu kontinuierlicher Beobachtung
Radiosonden: (12-6 Std.), 300 m
(2) Direkte Messung der Vertikalgeschwindigkeit im Mesoscale
Radiosonden: Messung nicht möglich
(3) 'Wahres' vertikales Windprofil, da kein Wegdriften
Radiosonden: Wegdriften der Sonde, vertikales Windprofil besonders bei hohen Windgeschwindigkeiten verfälscht
(4) Inhärenter Meßfehler ist geringer als bei Radiosonden
(5) Datengewinnung geht praktisch automatisch vonstatten,
Radiosonden: Radarverfolgung, personalintensiv

Dem stehen folgende Nachteile eines VHFR gegenüber:

(1) Thermodynamische Größen (Temperatur, Feuchte) können nicht ermittelt werden

(2) Nur eine Station ist verfügbar, synoptische räumliche Strukturen können nicht ermittelt werden

(3) Aufbau der Anlage ist kostenintensiv.

(4) Genauigkeit des Meβverfahrens

Sowohl das mobile SOUSY VHF Radar als auch das stationäre bei Bad Lauterberg/Harz, deren Daten für diese Arbeit verwendet wurden, sind im Hinblick auf die Genauigkeit der Windwerte überprüft worden. Fukao et al. (1982) machen auf allgemeine Schwierigkeiten beim Vergleich von VHFR Windmessungen mit Radiosonden aufmerksam. Neben den inhärenten Meβfehlern beider Verfahren ist es vor allem die räumliche und zeitliche Trennung, die zu Abweichungen führt. In-situ-Vergleichsmessungen mit Flugzeugen haben jedoch ergeben, daβ VHFR Winddaten der Bad Lauterberger Anlage sich im Rahmen der Meβgenauigkeit der Flugzeugmessungen und der Radiosonde Hannover befinden (Röttger und Czechowsky, 1980). Czechowsky et al. (1982) analysieren Winddaten des Rosenheimer VHFR und vergleichen sie mit Radiosonden- und Flugzeugdaten. Obwohl sich die Radiosondenstation Thalreit nur 3 km vom VHFR befunden hat, sind in Höhen über 5 km schon größere Abweichungen zu beobachten. Dabei muβ aber berücksichtigt werden, daβ sich die Radiosonde schon ca. 60 km vom Standort des VHFR entfernt hatte, bevor sie eine Höhe von 8 km erreichte. Auch der Vergleich mit Flugzeugmessungen läβt deutlich werden, daβ Differenzen im wesentlichen durch räumliche und zeitliche Trennung erklärt werden müssen. Darüberhinaus werden diese Differenzen im Mesoscale ja erwartet, und es ist eines der Ziele dieser Arbeit sie zu analysieren und zu deuten.

Dessen ungeachtet wurde hier jedoch grundsätzlich ein Windprofilvergleich mit der nächstgelegenen Radiosondenstation durchgeführt, um sicherzugehen, daβ zumindestens im synoptischen Scale eine Übereinstimmung bestand. Über die Vertikalgeschwindigkeiten liegen keine Vergleichsmessungen mit SOUSY Radars vor.

Sämtliche Winddaten, über die hier berichtet wird, stellen 10-min-Mittelwerte dar. Diese Mittelungsperiode ist gewählt worden, um Fluktuationen durch kurzperiodische (≈ 4-5 min) Schwerewellen zu unterdrücken. Über die Rolle dieser Wellen ist anderweitig schon ausführlich berichtet worden

(Klostermeyer und Rüster, 1980; Röttger, 1981). Zudem ist jeder dieser 10 min. Werte nach

$$V(H) = \frac{V(H-1) + 2*V(H) + V(H+1)}{4} \qquad IV(21)$$

wobei H die Höhenstufe bezeichnet, einfach vertikal binomisch gemittelt worden, um kleinskalige Fluktuationen herauszufiltern.

Obwohl von einigen Frontenpassagen kontinuierliche Beobachtungen vorliegen, wurde im Gros der Fälle eine zeitliche Auflösung von 30 min als ausreichend angesehen, um mesoskalige Strukturen zu beschreiben. Nimmt man an, daß sich die synoptischen Systeme mit einer typischen Geschwindigkeit von 10 m s^{-1} bewegen, also 36 km h^{-1}, so entspricht eine zeitliche Auflösung von 30 min einer räumlichen Auflösung von 18 km, d.h. es können Strukturen beschrieben werden, deren Frequenz unterhalb der Nyquist Frequenz $1/2\Delta t = 1/60$ min^{-1} liegt, oder die nach Fujita (1981) oberhalb des Meso γ (4-40) im Meso β und Meso α liegen, d.h. oberhalb von ca. 40 km.

Vorab ist schon auf die Faktoren hingewiesen worden, die die Windauswertung nach unten begrenzen (TRX Totzeit, Kabellaufzeit, Bodenechos).

Bei der Analyse der SOUSY-Rosenheim Daten hat sich herausgestellt, daß oberhalb einer Höhe von ca. 7 km zusätzliche Bodenechos auftreten, die wahrscheinlich von den Alpen herrühren und es häufig unmöglich machten, ein für die Windauswertung taugliches Spektrum zu berechnen. Aus diesem Grund beschränkt sich die Auswertung der SOUSY-Rosenheim (oder ALPEX-) Daten auf einen Höhenbereich von 2-7 km (oder ca. 400-800 hPa) ü. NN.

Die Lauterberger Anlage liefert demgegenüber bis in die Stratosphäre hinein verläßliche Daten. Trotzdem soll die Auswertung nur bis etwa 9 km erfolgen, da im Rahmen dieser Arbeit der Schwerpunkt in der unteren und mittleren Troposphäre liegt. Prozesse in der oberen Troposphäre, Interaktionen zwischen Troposphäre und Stratosphäre (s. z.B. Shapiro, 1980, 1978, 1975) werden hier nicht betrachtet.

Es zeigt sich, daß für Höhen unter 1,5 km über der Station mit dem VHFR die Geschwindigkeiten grundsätzlich zu klein errechnet werden, was darauf zurückzuführen ist, daß das Signal in diesen Höhen durch Bodenechos, die wesentlich stärker als die atmosphärischen sind, verdeckt wird, der Schwerpunkt des Spektrums in der Nähe des Nullpunktes liegt und dadurch die Geschwindigkeit ebenfalls mit nahe Null errechnet wird. Mit zunehmender Höhe nimmt dieser Effekt jedoch ab, und ab etwa 1.5 km über der Station wird im Mittel ein Wert erreicht, der auch von benachbarten Radiosonden beobachtet wird.

V. Analyse des Windfeldes von geordneten Strukturen im Mesoscale

Unter III. war bereits die Fragestellung dieser Arbeit definiert worden: Es ist das Ziel dieser Arbeit, Aussagen über die mesoskalige Struktur folgender Systeme herzuleiten:

(1) Präfrontale Kaltluftschübe
(2) Linienhafte Konvektion hinter Kaltfronten
(3) Kurzwellentröge hinter Kaltfronten
(4) Periodizitäten im Wind und Vertikalbewegungsfeld an synoptischen Wettersystemen

Im Rahmen der anstehenden Analyse sind die beobachteten synoptischen Systeme anhand der VHFR und konventionellen Daten folgendermaßen definiert:

(i) Definition synoptischer Systeme anhand von VHFR Daten

Alle Daten sind in Form von Zeitschnitten zusammengestellt.

A) Anhand dieser Daten wird ein System als Frontschicht (frontale Scherzone) bezeichnet, wenn:

1. Ein (relatives, absolutes) Maximum in der vertikalen Windscherung diagnostiziert werden kann, das größer als 10 m s^{-1} 1000 m^{-1} ist und innerhalb eines Zeitraumes von mindestens 6 Std. eine räumliche Kontinuität aufweist und wenn weiterhin
2. in den begleitenden Zeitschnitten der Radiosondenaufstiege diesem Maximum in der vertikalen Windscherung ein Maximum im vertikalen Gradienten der äquivalent potentiellen Temperatur Θ_{ps} zugeordnet werden kann.
3. Die vertikale Erstreckung einer Frontschicht soll durch den Bereich vorgegeben sein, innerhalb dessen $\partial\vec{V}_h/\partial z > 0{,}5\ \partial\vec{V}_h/\partial z\big|_{max}$ ist.

B) 1. Der Schnitt einer Frontschicht mit einer beliebigen horizontalen Ebene wird als Front bezeichnet.
2. Die Winddiskontinuität innerhalb dieser Front wird als frontale Konvergenzlinie (FKL) bezeichnet.
3a. Eine Front wird als Ana-Front bezeichnet, wenn die Luft mindestens in der unteren Troposphäre in der Frontschicht aufgleitet.
3b. Eine Front wird als Kata-Front bezeichnet, wenn die Luft in der Frontschicht abgleitet.

4a. Eine Front wird als Warmfront (Kaltfront, schleifende Front) bezeichnet wenn das Maximum in der vertikalen Windscherung mit Rechtdrehen (Rückdrehen, keiner Richtungsänderung) des Windes mit der Höhe verbunden ist.

4b. Eine Front wird als Okklusion bezeichnet wenn zeitlich gesehen vor der FKL der Wind mit der Höhe rechtdreht und hinter ihr rückdreht.

C) Ein wanderndes System wird als Trogachse (Warmachse) bezeichnet, wenn:

1. ein Maximum in der vertikalen Windscherung auftritt, das innerhalb eines Zeitraums von mindestens 6 Std. eine räumliche Kontinuität aufweist
2. und wenn weiterhin an dessen Passage eine Änderung der vertikalen Windscherung von Rückdrehen (Rechtdrehen) in Rechtdrehen (Rückdrehen) auftritt und
3. in den begleitenden Zeitschnitten der Radiosondenaufstiege dieser Achse ein Minimum (Maximum) in der Temperaturverteilung zugeordnet werden kann.
4. Eine troposphärische Warmachse mit Konvergenzlinie am Boden wird den Okklusionsfronten zugeordnet.

D) Ein System wird als Scherzone bezeichnet wenn:

1. ein (relatives, absolutes) Maximum in der vertikalen Windscherung diagnostiziert werden kann, das innerhalb eines Zeitraumes von mindestens 3 Std. eine räumliche Kontinuität aufweist.
2. und wenn weiterhin
   in den begleitenden Zeitschnitten der Radiosondenaufstiege diesem Maximum in der vertikalen Windscherung eine Temperaturdiskontinuität oder ein Temperaturminimum/maximum nicht zugeordnet werden kann.
3. Die vertikale Erstreckung einer Scherzone soll durch den Bereich vorgegeben sein, innerhalb dessen $\partial \vec{V}_h / \partial z > 0{,}5 \; \partial \vec{V}_h / \partial z \big|_{max}$ ist.

(ii) Beobachtungsmaterial

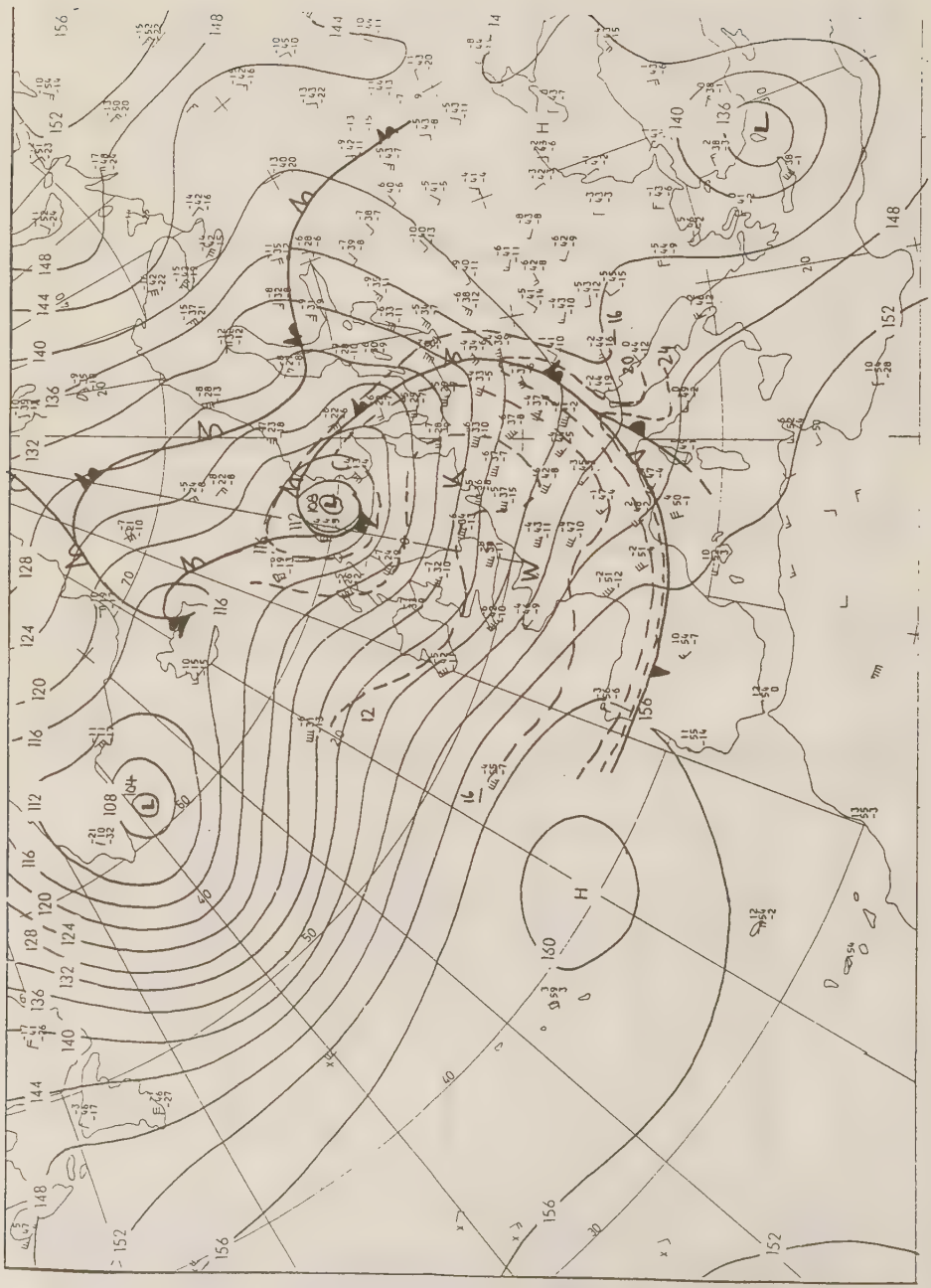
Tabelle 1 enthält eine Zusammenstellung der zu diesem Zweck mit dem VHFR in Bad Lauterberg/Harz und Rosenheim/Obb. zwischen März 1982 und Januar 1983 beobachteten synoptischen Systeme.

An konventionellen meteorologischen Daten sind verwendet worden: Bodenbeobachtungen (alle 3 Std.), Höhenbeobachtungen (alle 6-12 Std.) in

Tabelle 1

Typ	Ort	Zeit [GMT]	Höhen-auflösung [m]	zeitl. Auflösung [min]	Vertikal-schnitt	Satelliten-bild	Abbildungen: 850 hPa	Vertikal-schnitte	Radar-winddaten
1 Warmfronten									
1.1 Ana,	Rosenheim	12.3.-13.3.82	150	30,60	Zeit	ja	3a	4a	5a
1.2 Höhen	"	18.3.-20.3.82	300	30,60	Zeit	ja	3b	4d	5b
1.3 Kata	"	3.4.- 5.4.82	150	30	Zeit	ja	3c,d,e	4g	5c,d
1.4 Höhen	"	14.4.-15.4.82	150	30,60	Raum	ja	3g	-	5e
1.5 Kata	Bad Lauterberg	5.1.- 6.1.83	300	300	Zeit	ja	3h	4k	5f
2 Warmsektoren, prä-kaltfrontale Strömung									
2.1 Vor Ana	Rosenheim	15.3.-17.3.82	300	30	Raum	ja	3g	4b,c	5g
2.2 Vor Ana	"	5.4.- 6.4.82	150	30	Zeit	ja	3e	4g	5h
2.3 Vor Ana	Bad Lauterberg	6.1.84	300	30	Zeit	ja	3k,o	4g	5i
2.4	"	12.1.-13.1.83	300	30	Zeit	ja	3i	4l	5j
3 Kaltfronten									
3.1 kata	Rosenheim	13.3.82	300	30	Zeit	ja	3a	4a	5k,l
3.2 Ana	"	17.3.-18.3.82	300	30	Raum	ja	3j	4b,c	5m,n
3.3 Stat.	"	30.3.-31.3.82	150	30	Raum	ja	3k,l	4e	5o,p
3.4 Ana	"	2.4.- 3.4.82	150	kont. 30	Zeit	ja	3m	4g	5q
3.5 kata	"	16.4.-17.4.82	150	30,60	Zeit	ja	3n	4n	5r
3.6 Ana	Bad Lauterberg	7.1.83	300	45	Zeit	ja	3o	4k	5s
3.7 Kata	"	18.1.83	300	30	Zeit	ja	3p	4m	5t
4 Okklusion									
4.1 Kata KF	Rosenheim	10.3.-11.3.82	300	45	-	ja	3g	-	5u
4.2 Annäherung	"	20.3.-21.3.82	300	30,60	-	ja	3r,s	-	5v,w
4.3 schwach	"	21.4.-22.4.82	300	30,60	Zeit	ja	3t,u	4j	5x
5 Andere									
5.1 Warmachse	Rosenheim	13.3.82	300	30,60	Zeit	ja	3a	4a	5l,8a
5.2 Trogachse	"	18.4.82	150	30,60	Zeit	ja	3x	4i	5y
5.3 Trogachse	"	19./20.4.82	300	30,60	Zeit	ja	3y,z	4i	5z
5.4 Warmachse	Bad Lauterberg	19.1.83	300	30	Zeit	ja	3p	4m	5aa,8b

Abb. 3a: 13.3.82, 0000 GMT, 850 hPa



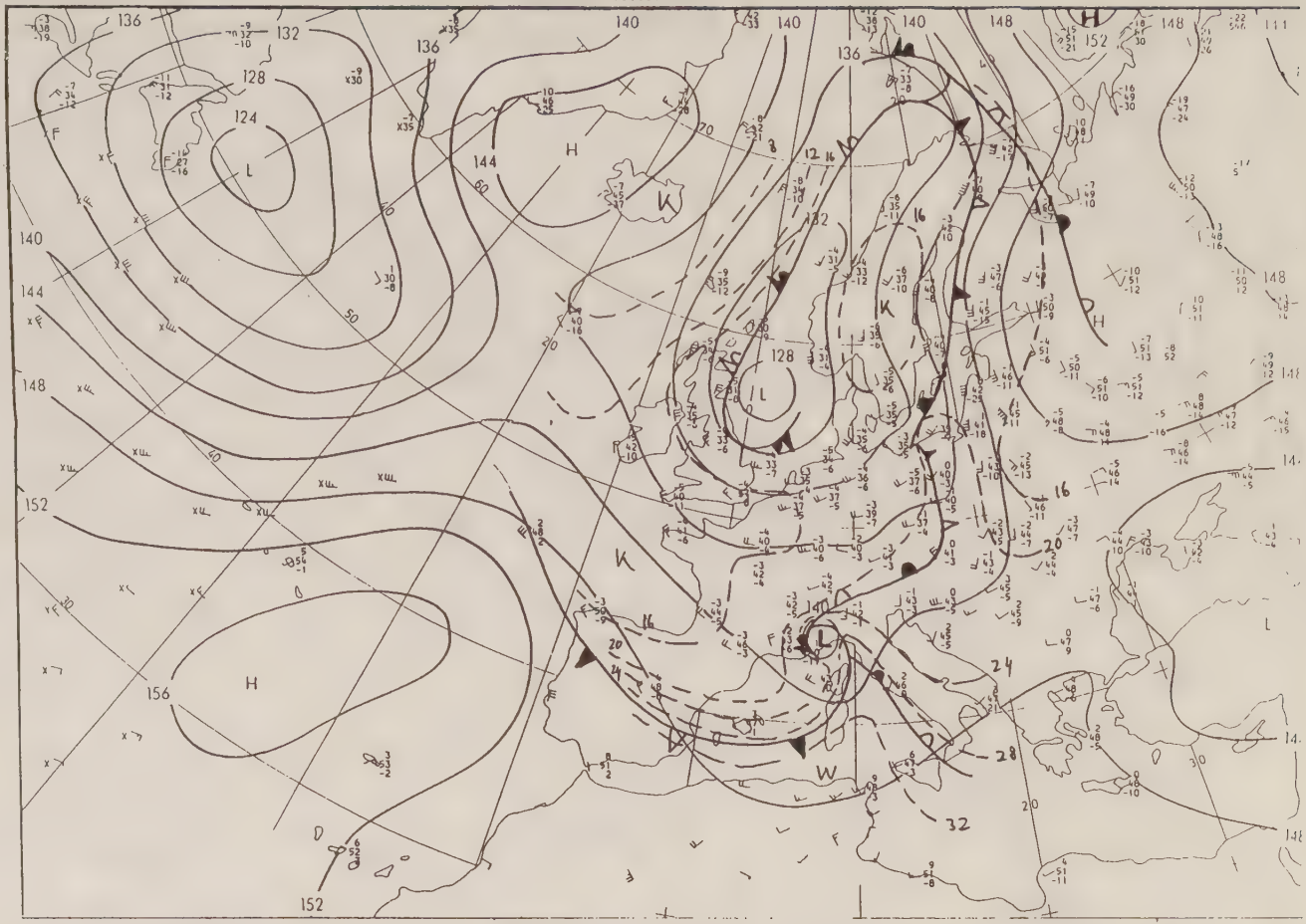
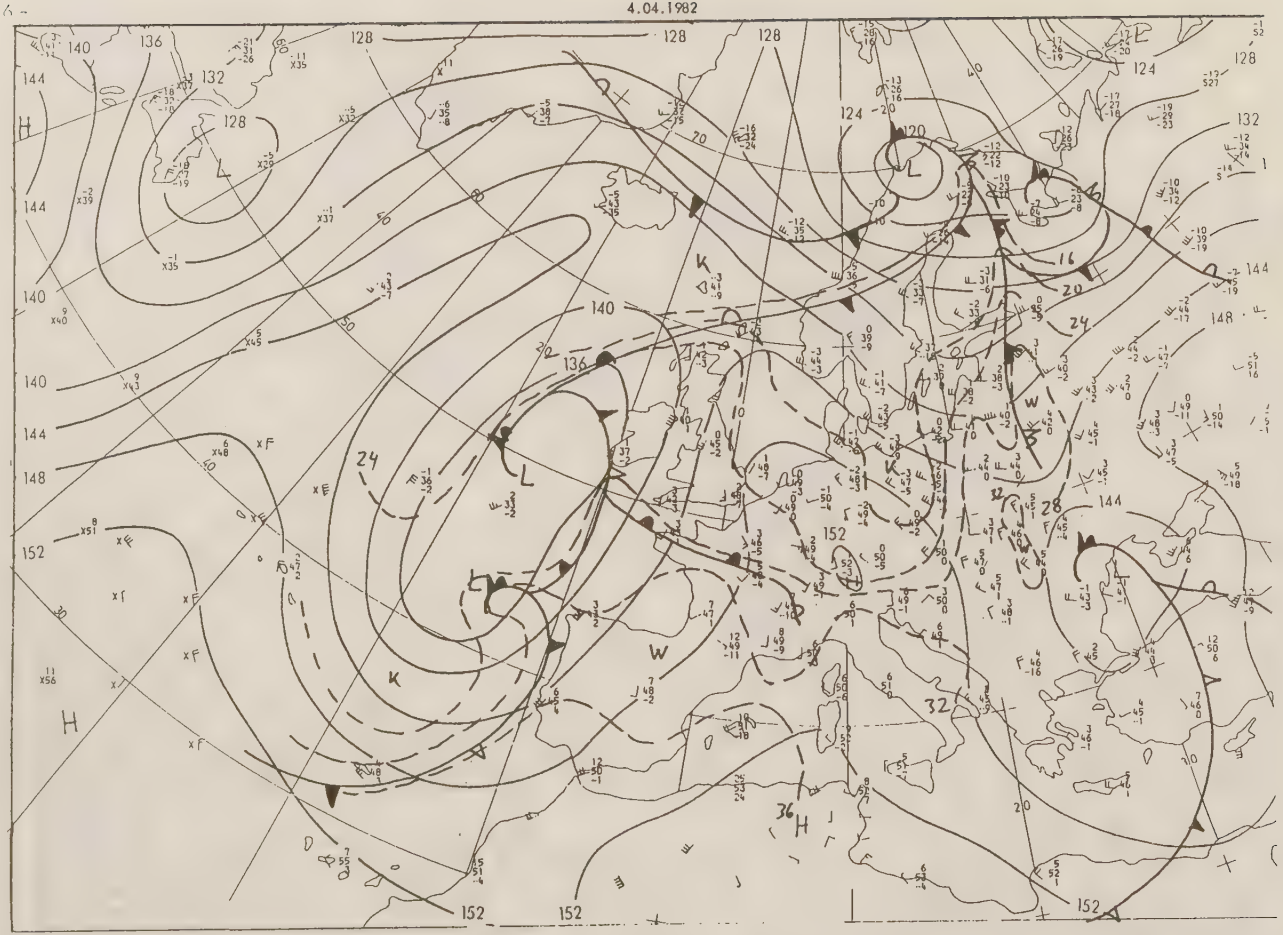


Abb. 3b: 18.3.82, 0000 GMT, 850 hPa



Stereogr. proj. 1:30 000 000 in 60°N

850 mbar OO GMT

Abb. 3c: 4.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

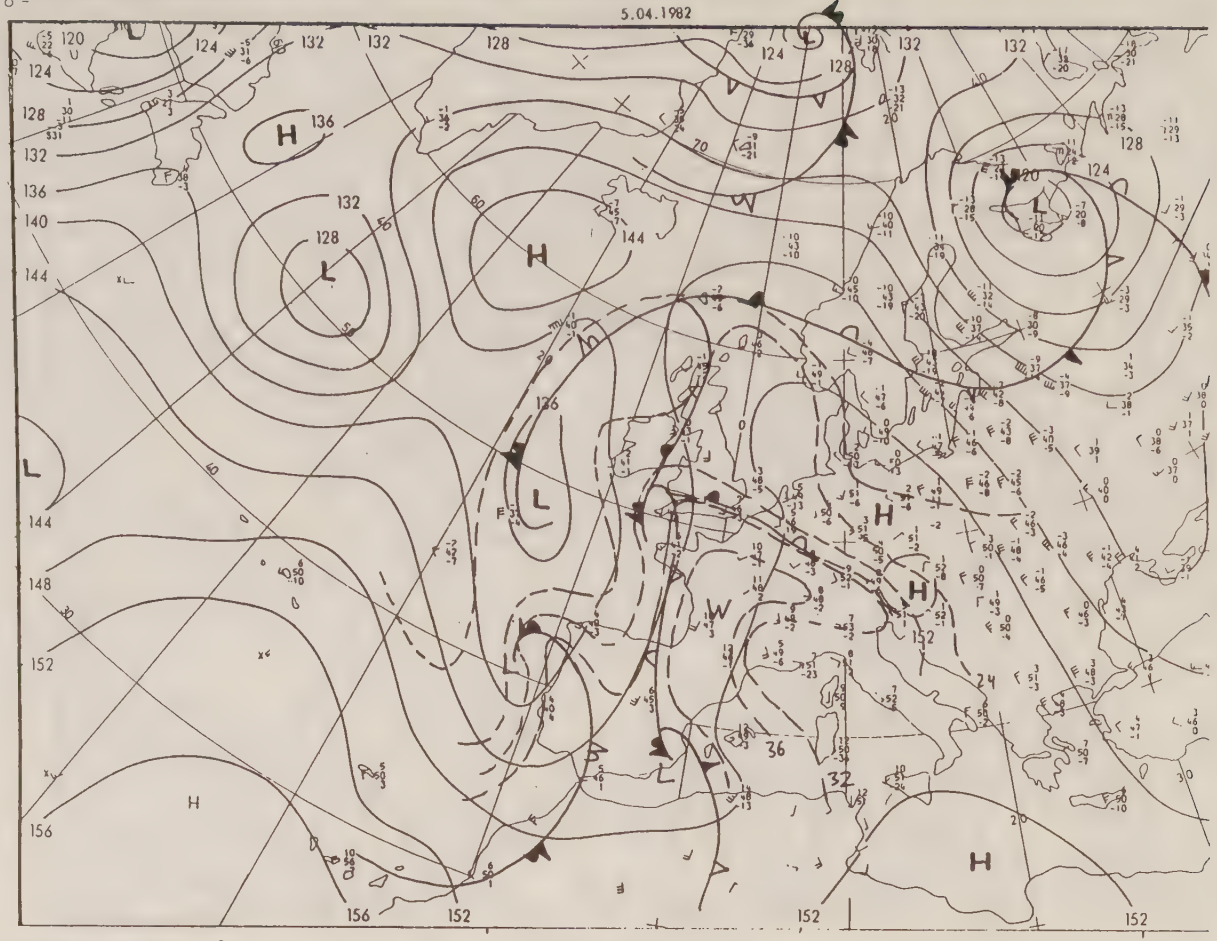


Abb. 3d: 5.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

Abb. 3e: 6.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

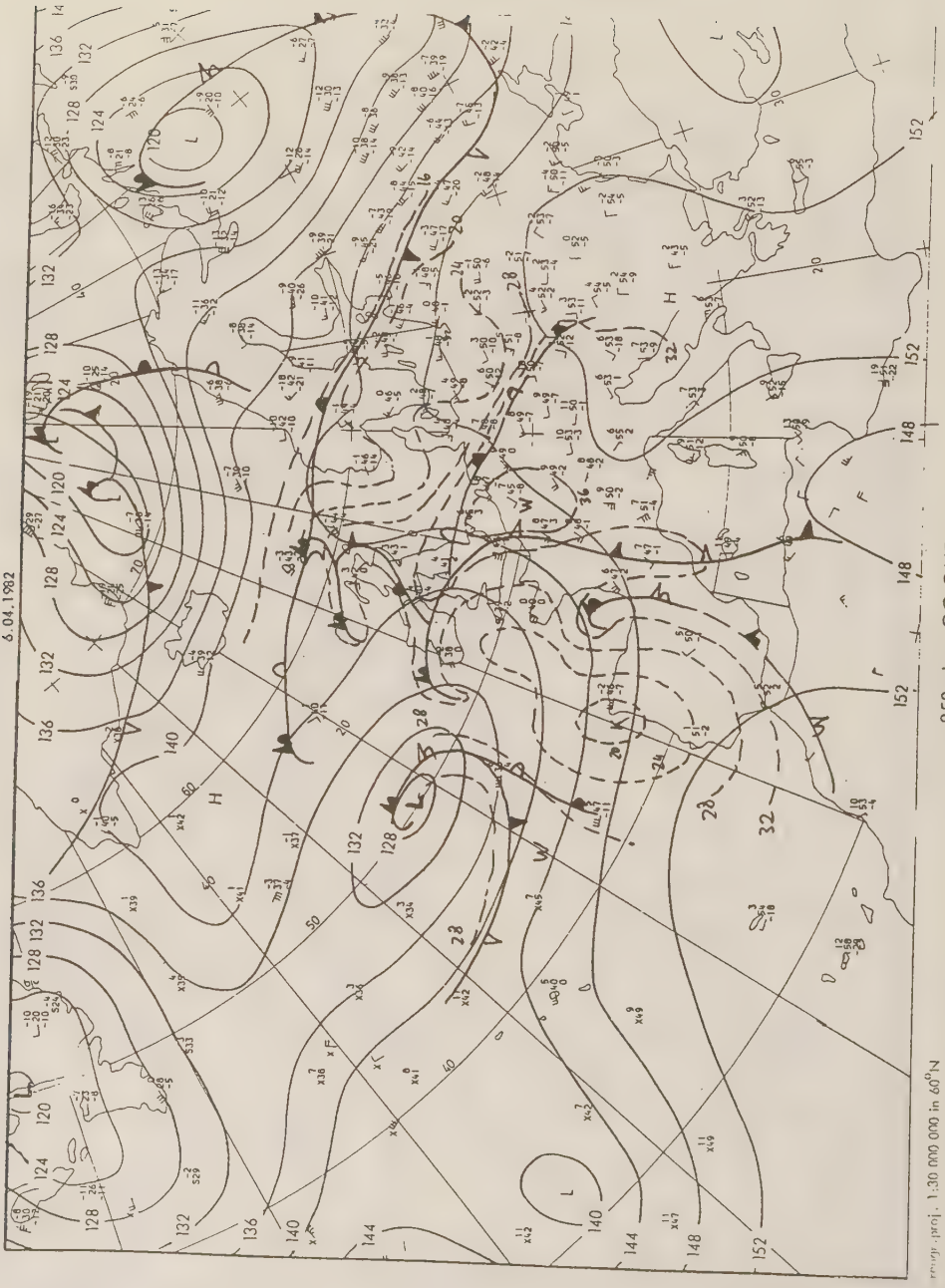


Abb. 3f: 15.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

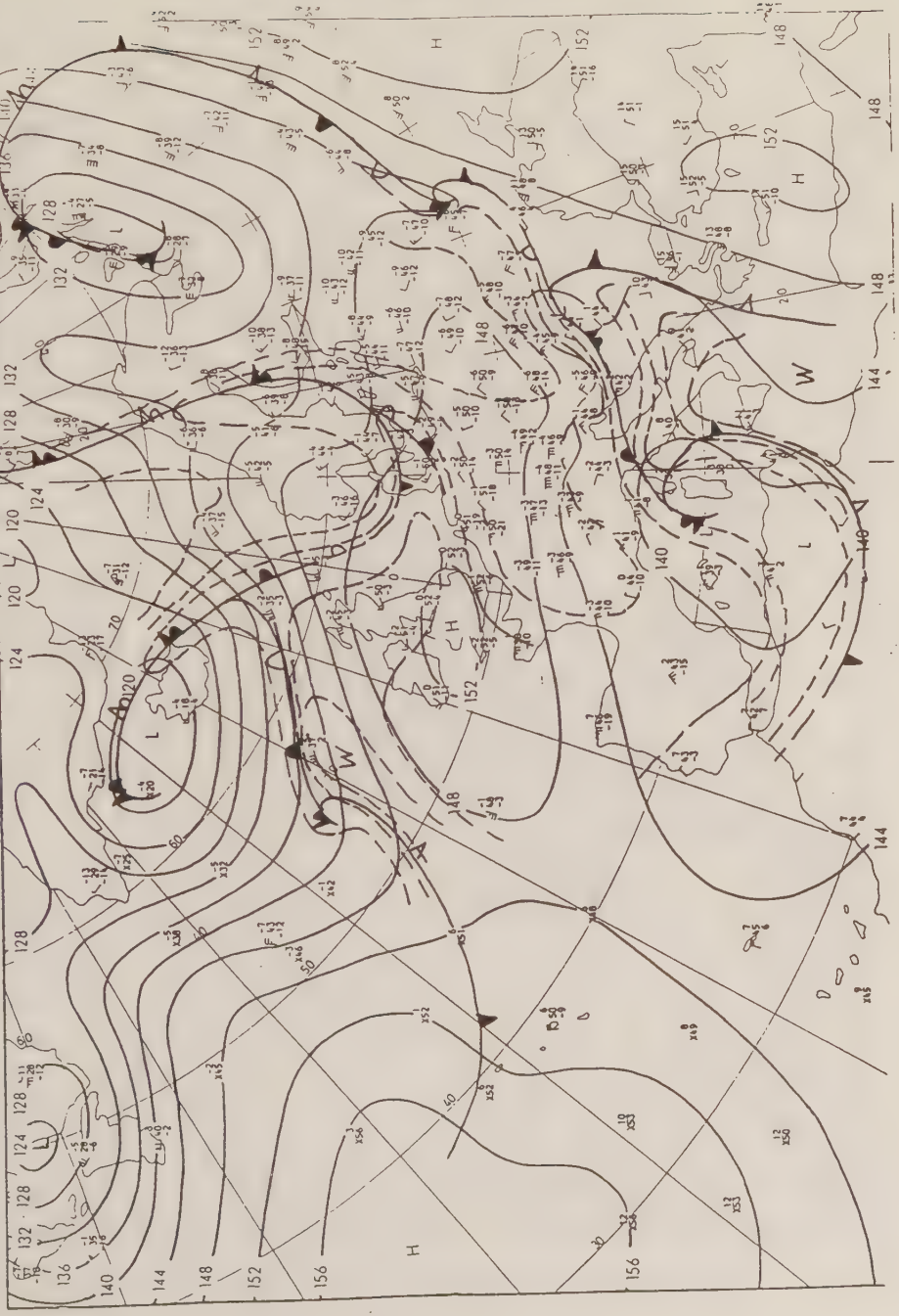
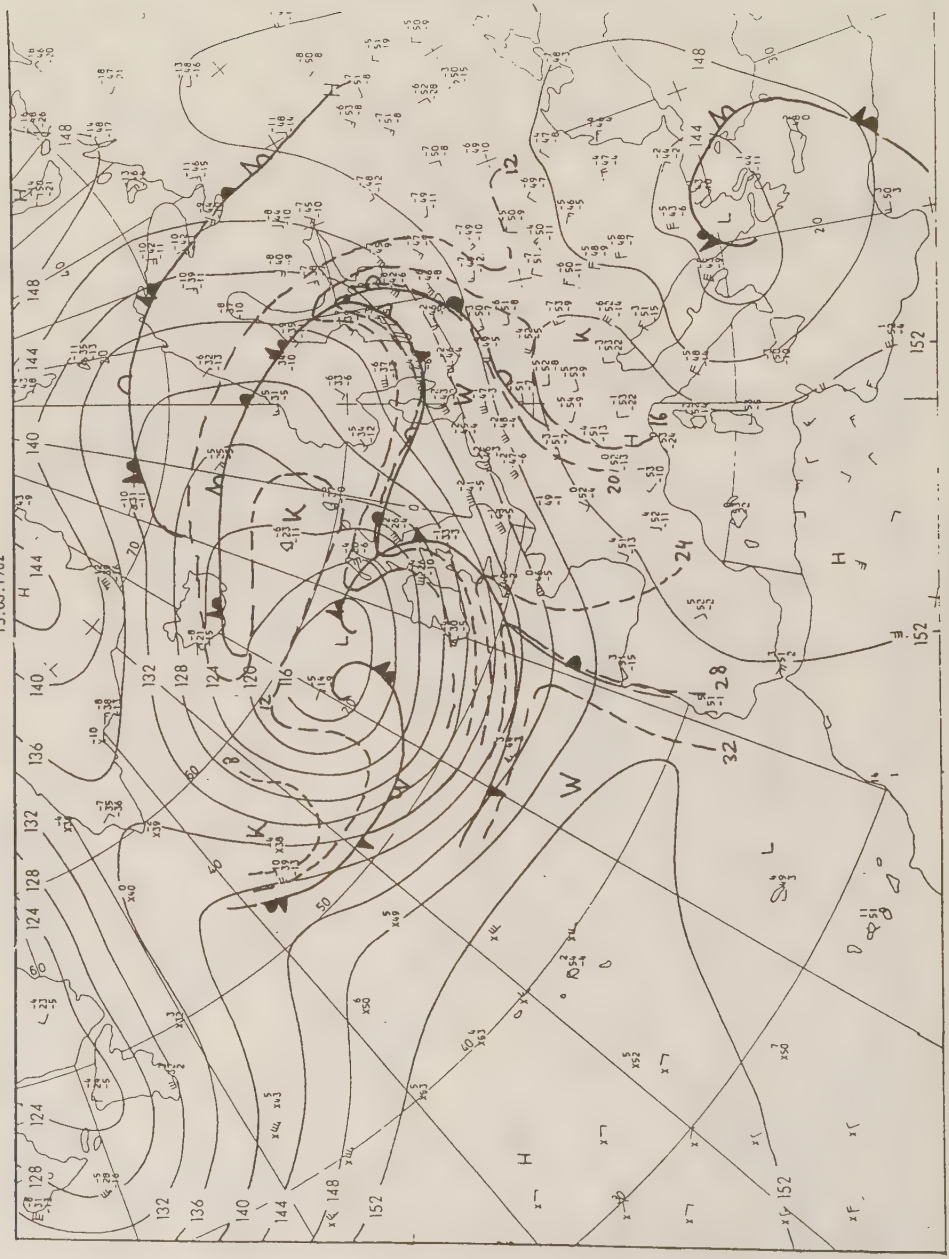


Abb. 3g: 15.3.82, 0000 GMT, 850 hPa



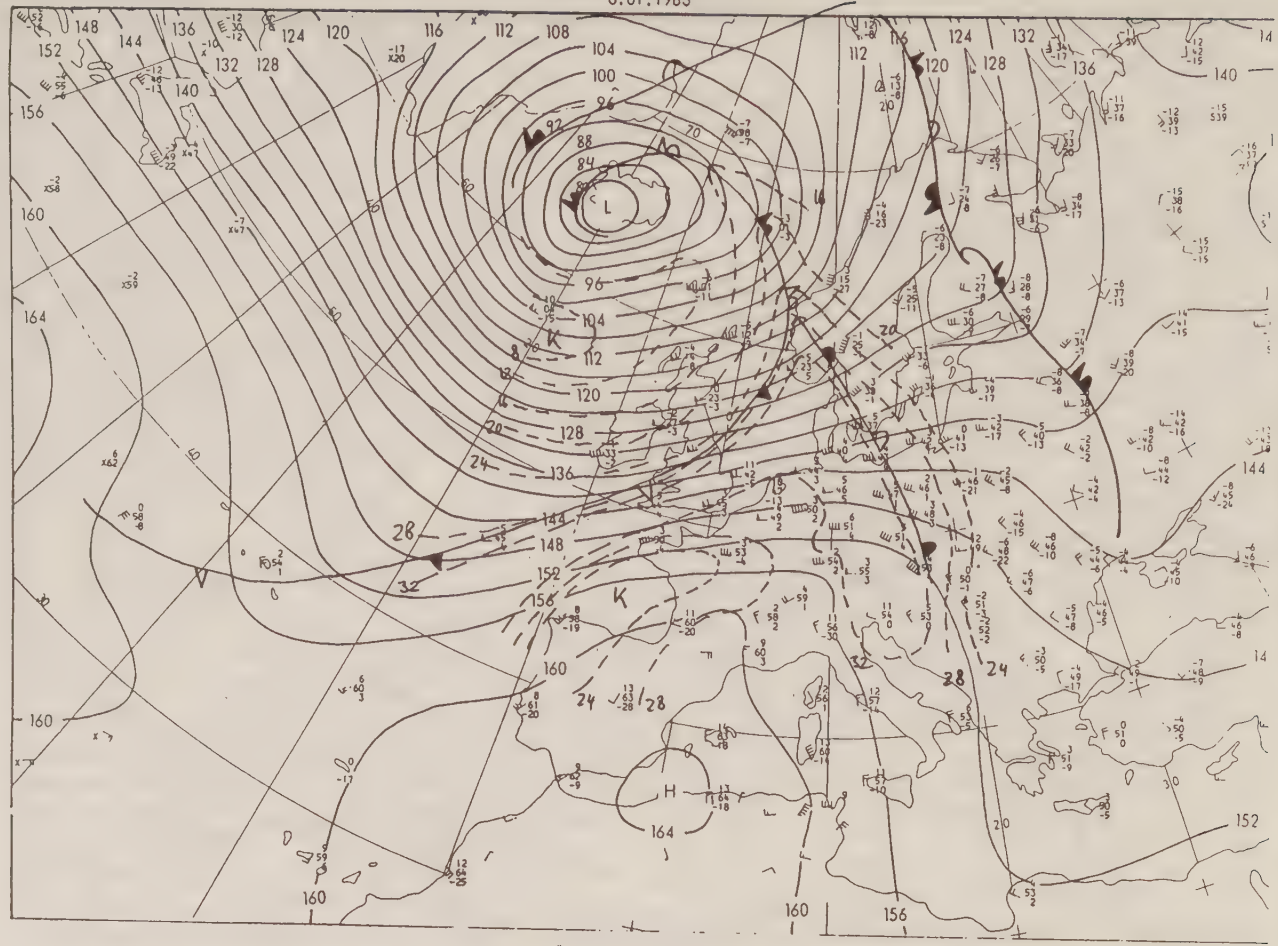


Abb. 3h: 6.1.82, 0000 GMT, 850 hPa

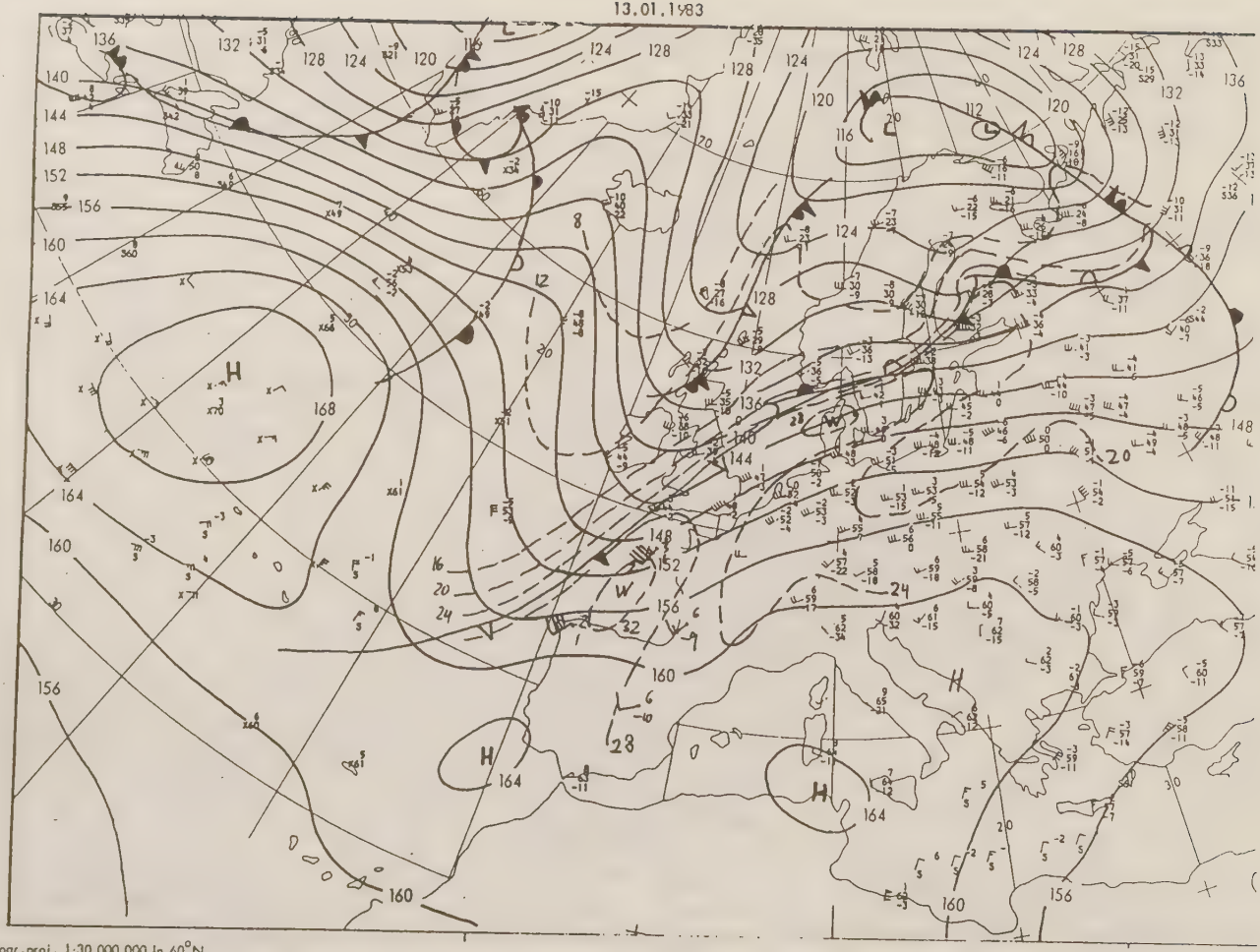


Abb. 3i: 13.1.83, 0000 GMT, 850 hPa

Abb. 3j: 17.3.82, 0000 GMT, 850 hPa

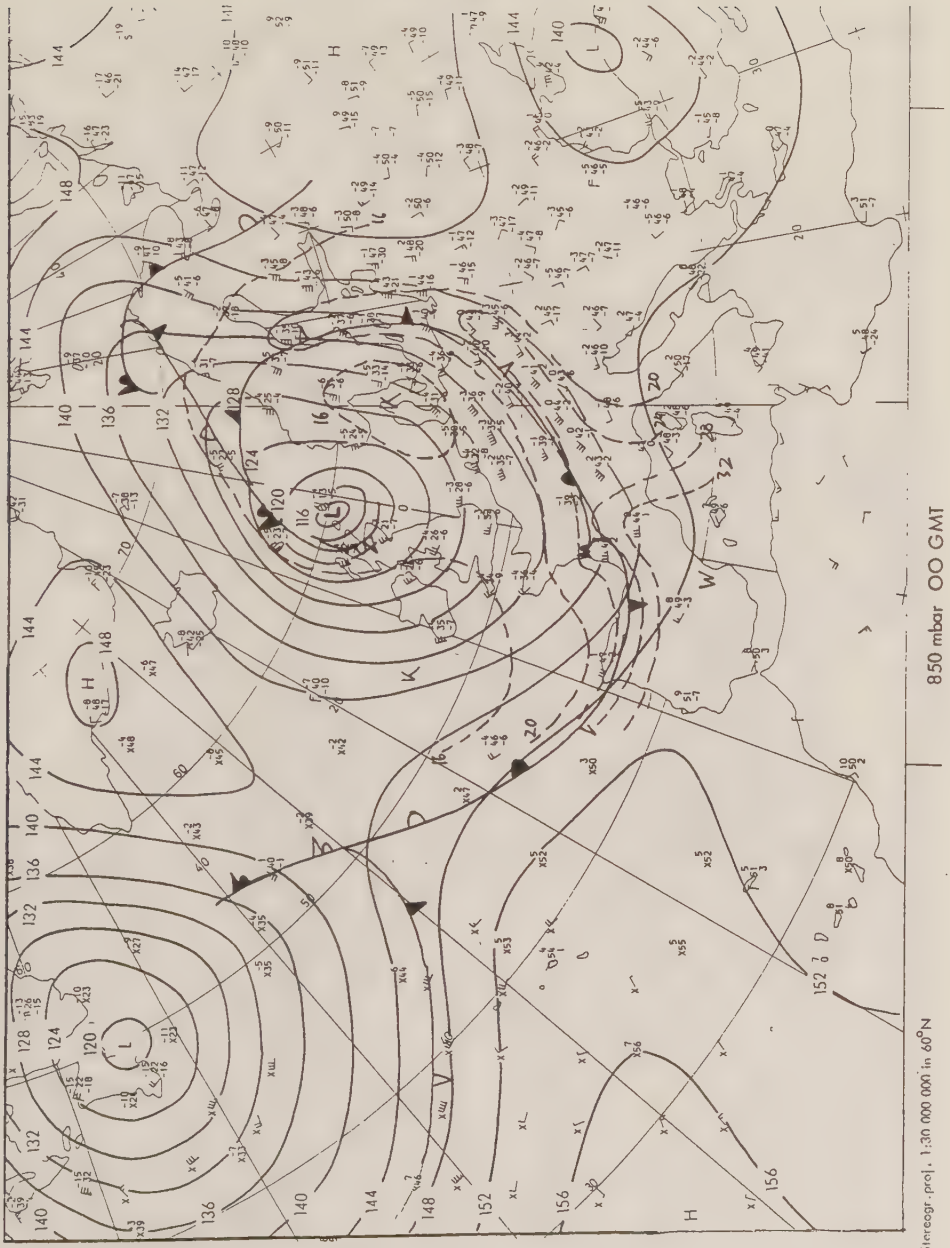


Abb. 3k: 30.3.82, 0000 GMT, 850 hPa

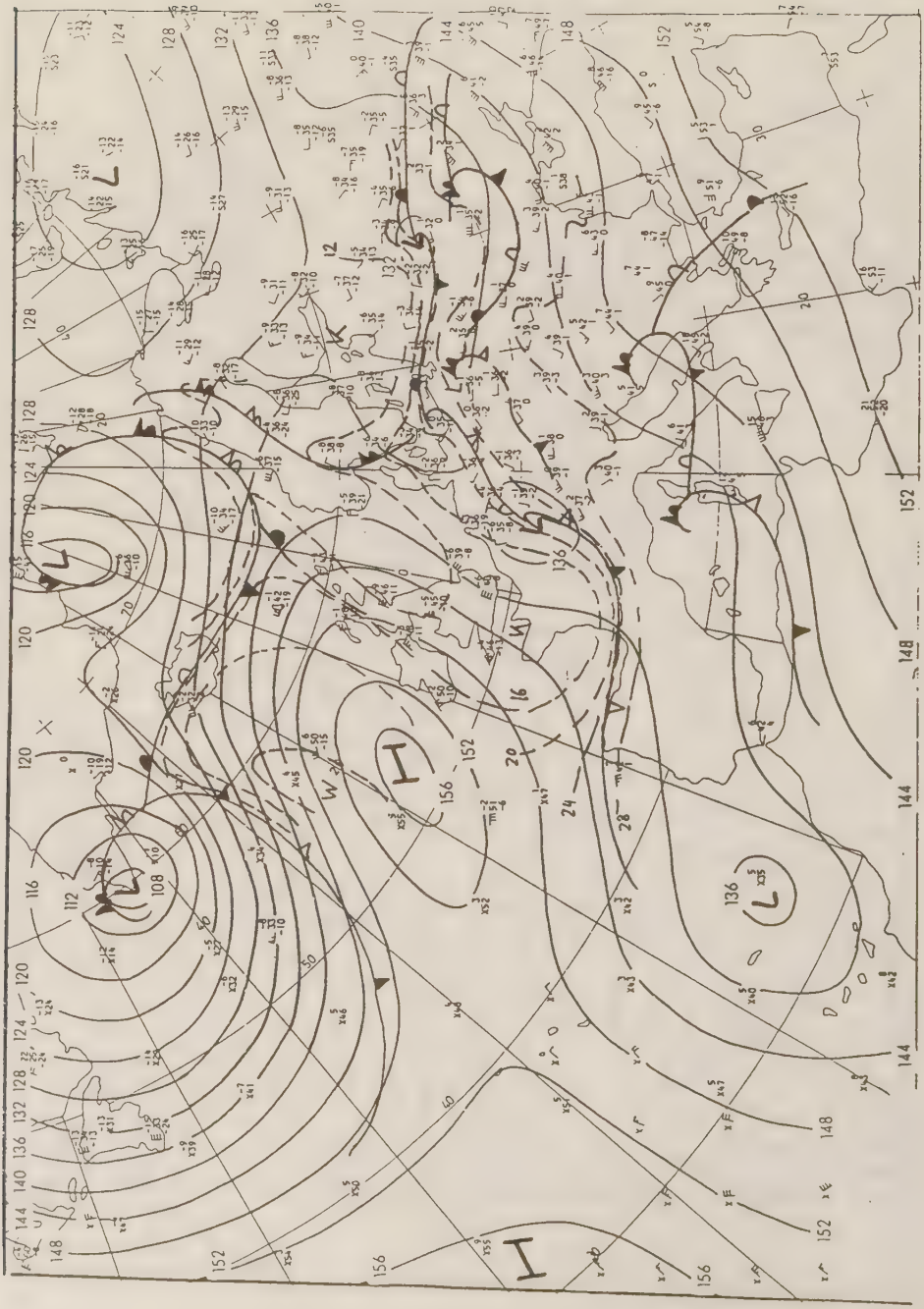
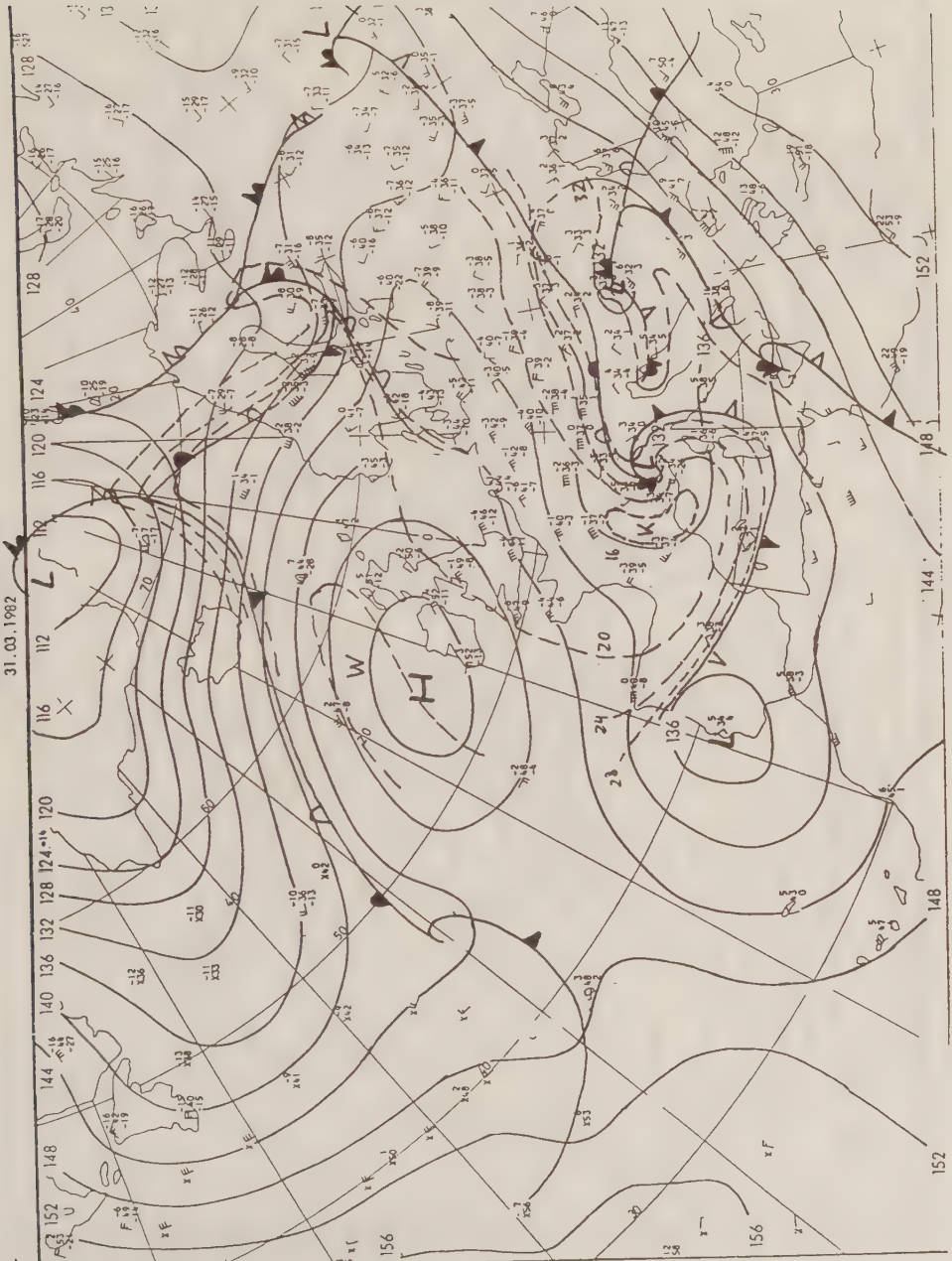


Abb. 31: 31.3.82, 0000 GMT, 850 hPa



3.04.1982

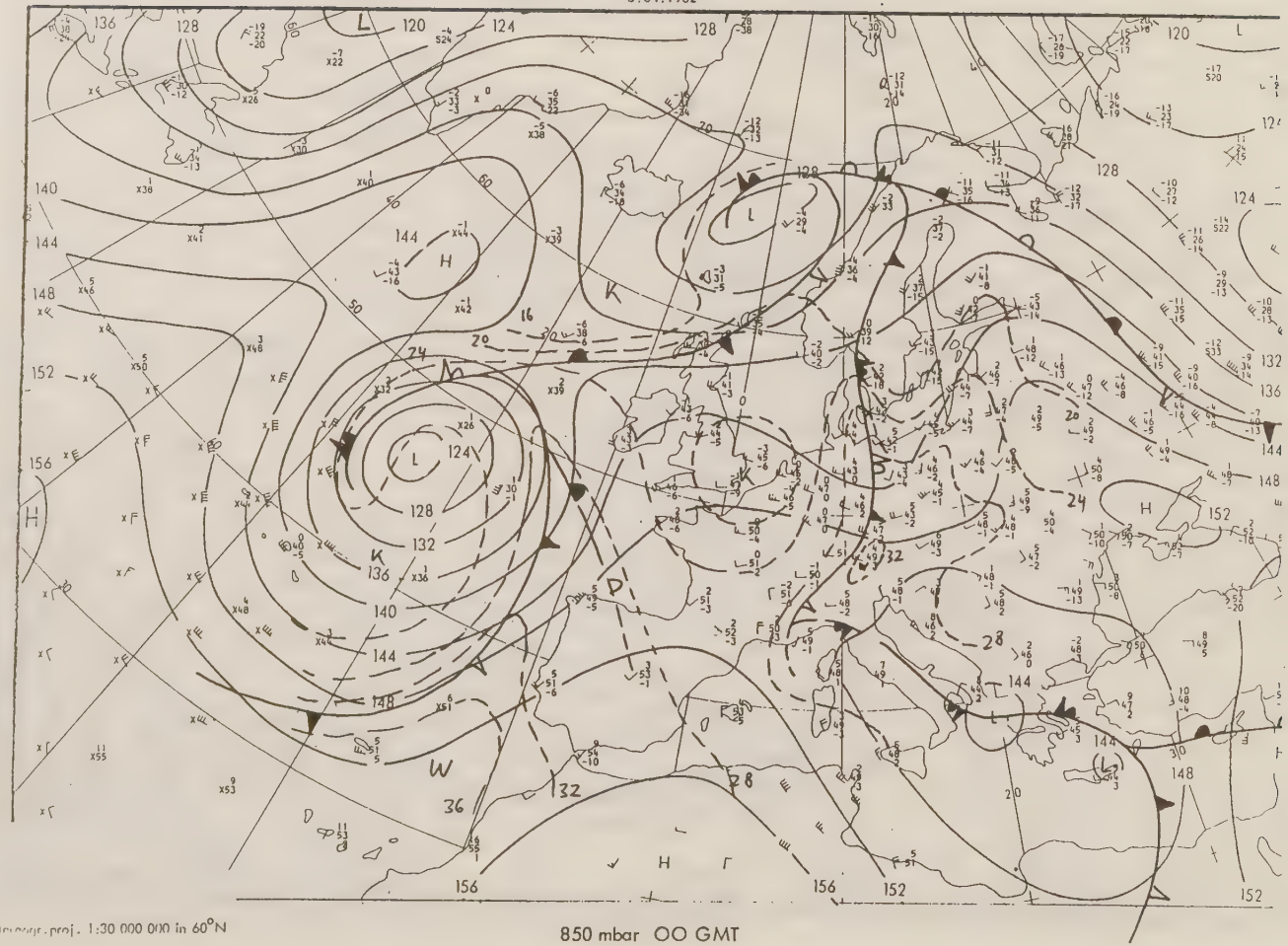
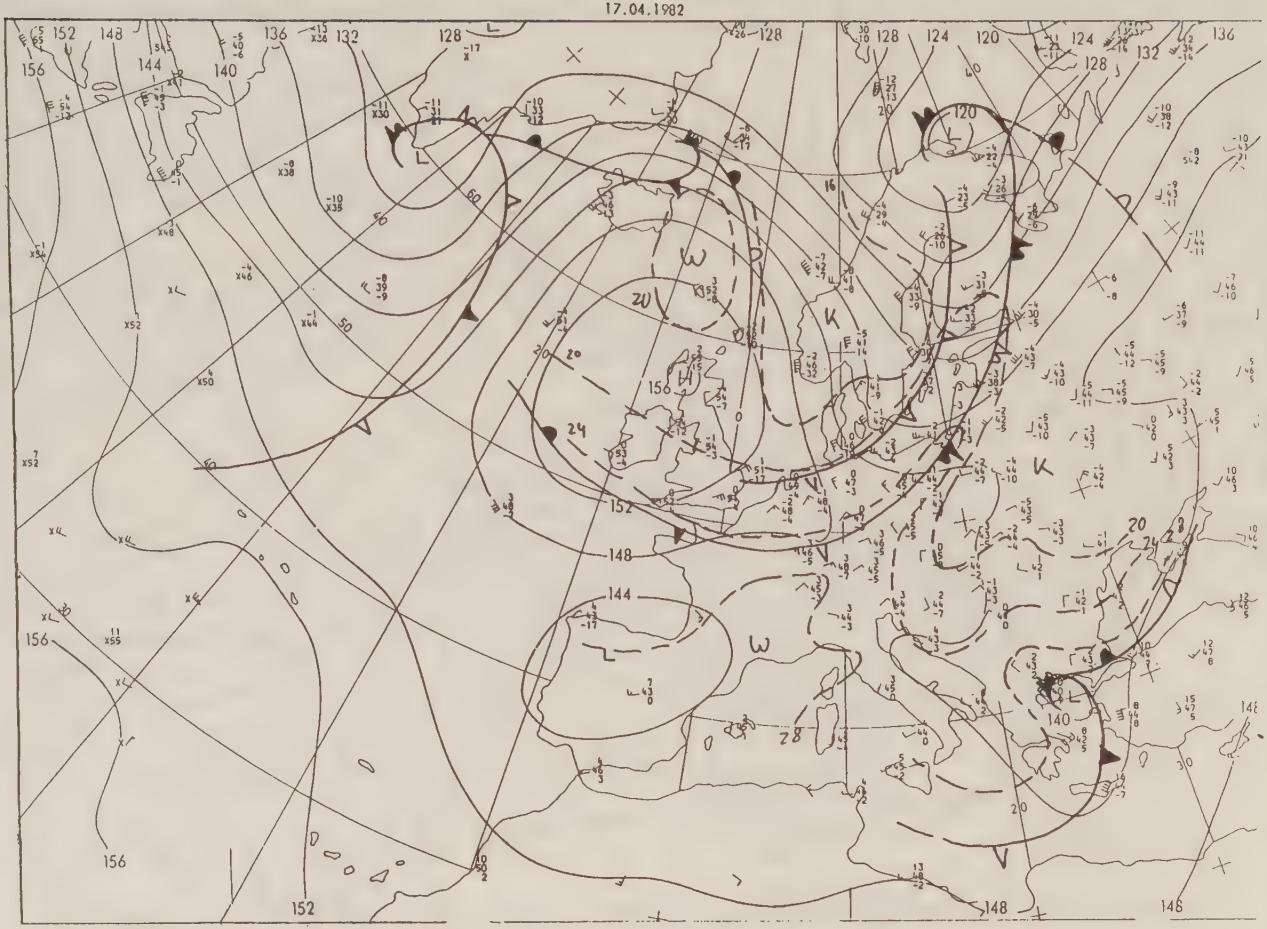


Abb. 3m: 3.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

Stereogr. proj. 1:30 000 000 in 60°N

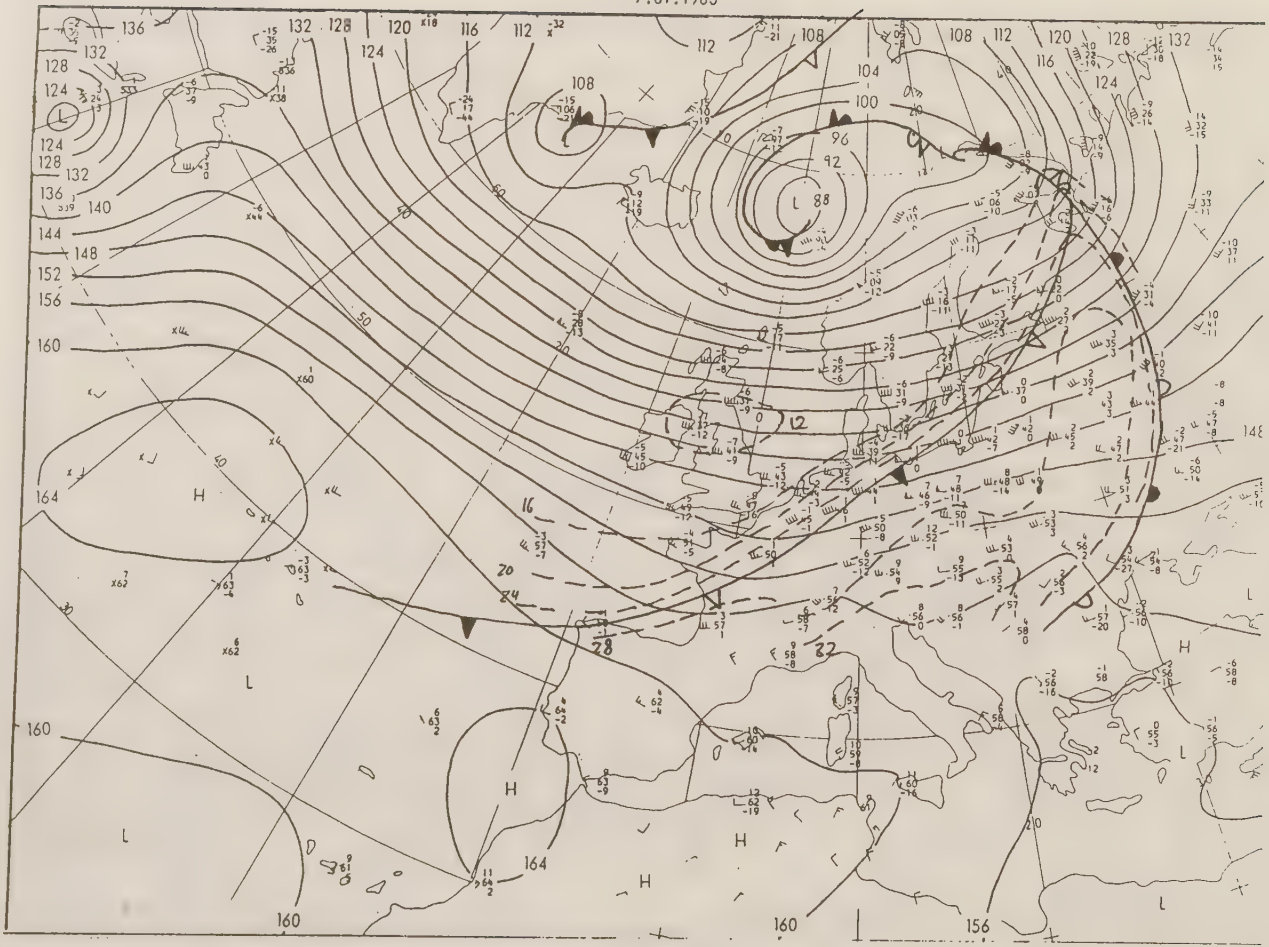
850 mbar OO GMT



Stereogr. proj. 1:30 000 000 in 60°N

Abb. 3n: 17.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

7.01.1983



Stereogr. proj. 1:30 000 000 in 60°N

850 mbar OO GMT

Abb. 30: 7.1.83, 0000 GMT, 850 hPa

19.01.1983

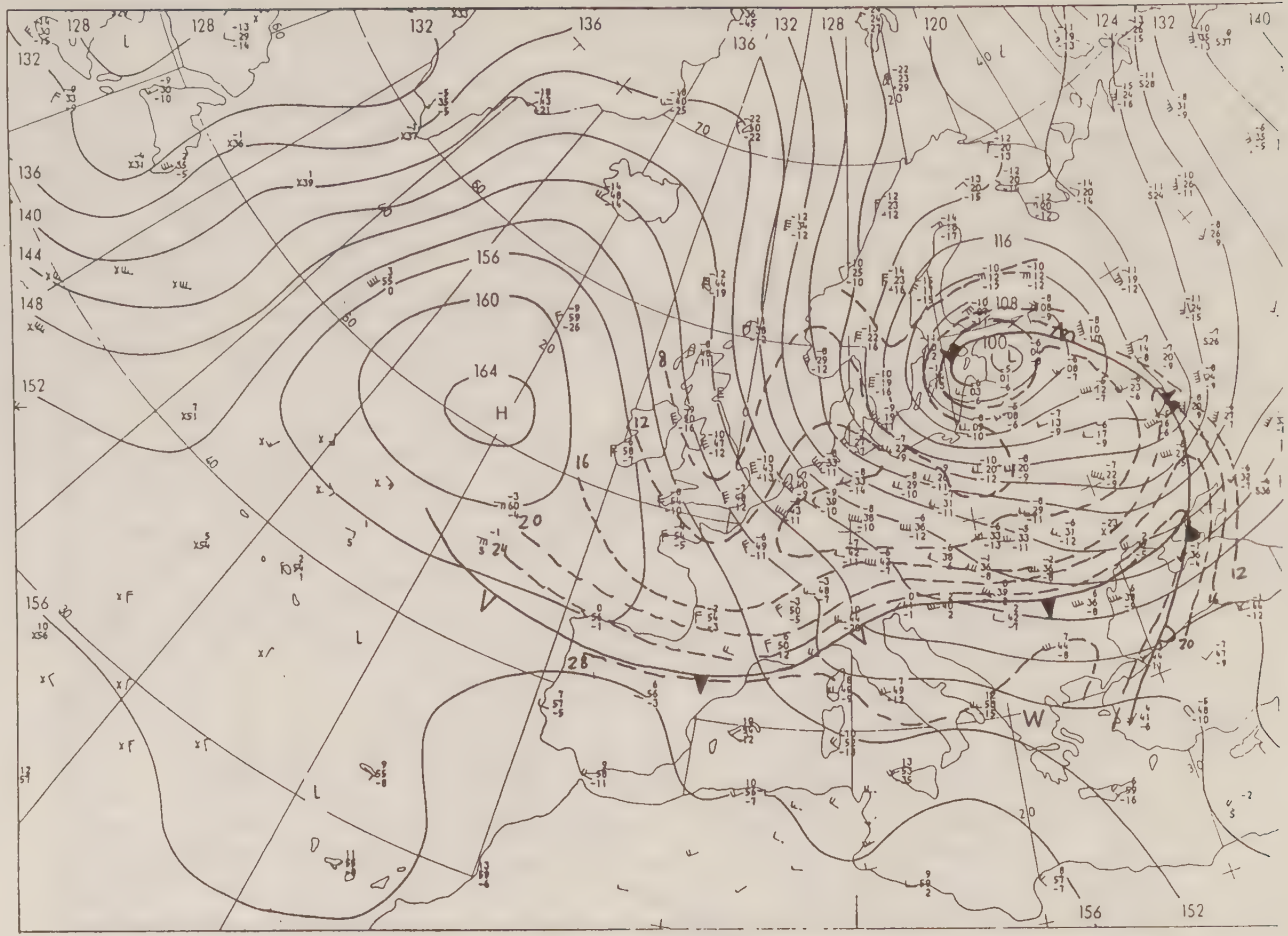


Abb. 3p: 19.1.83, 0000 GMT, 850 hPa

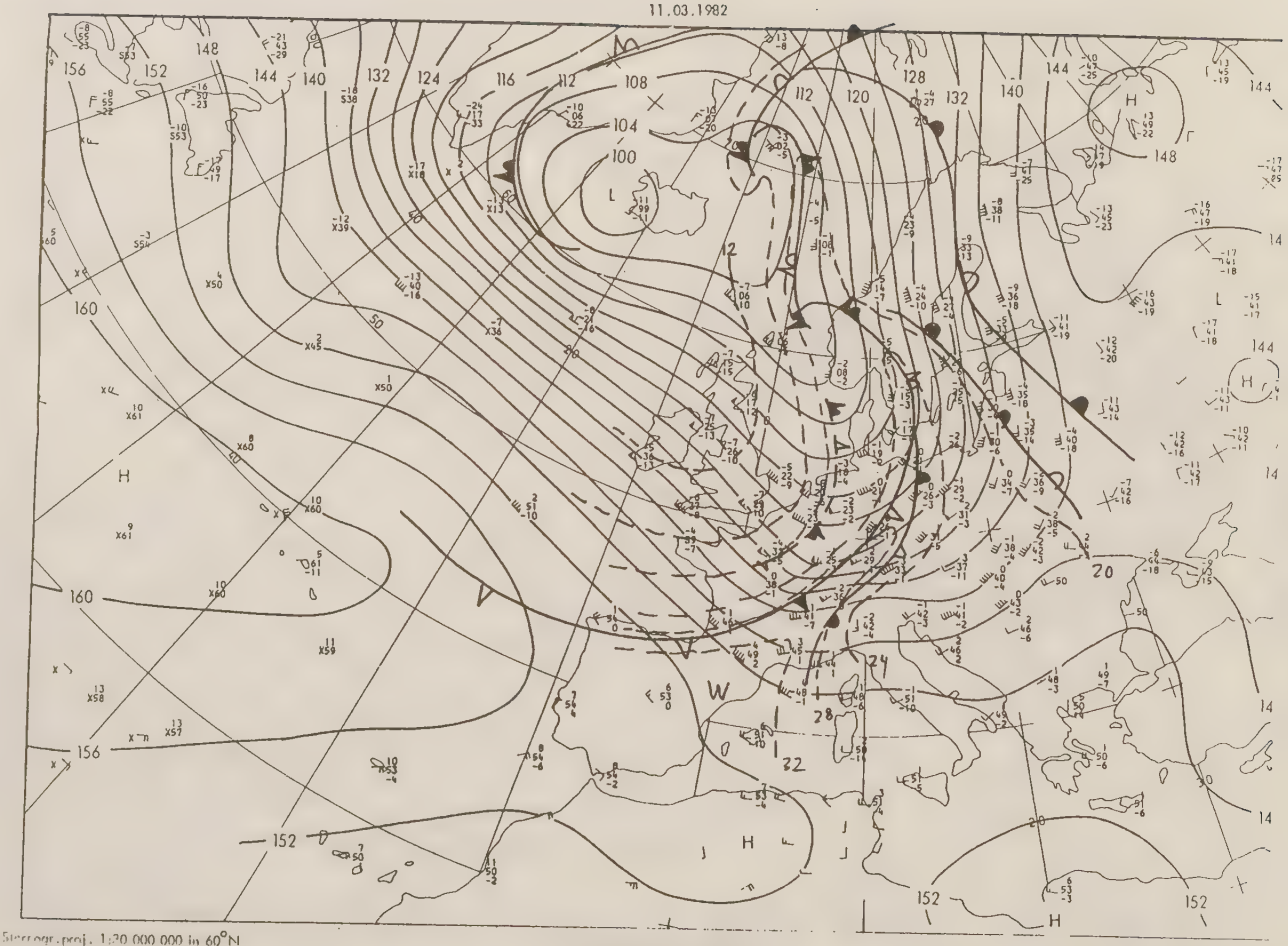


Abb. 3q: 11.3.82, 0000 GMT, 850 hPa

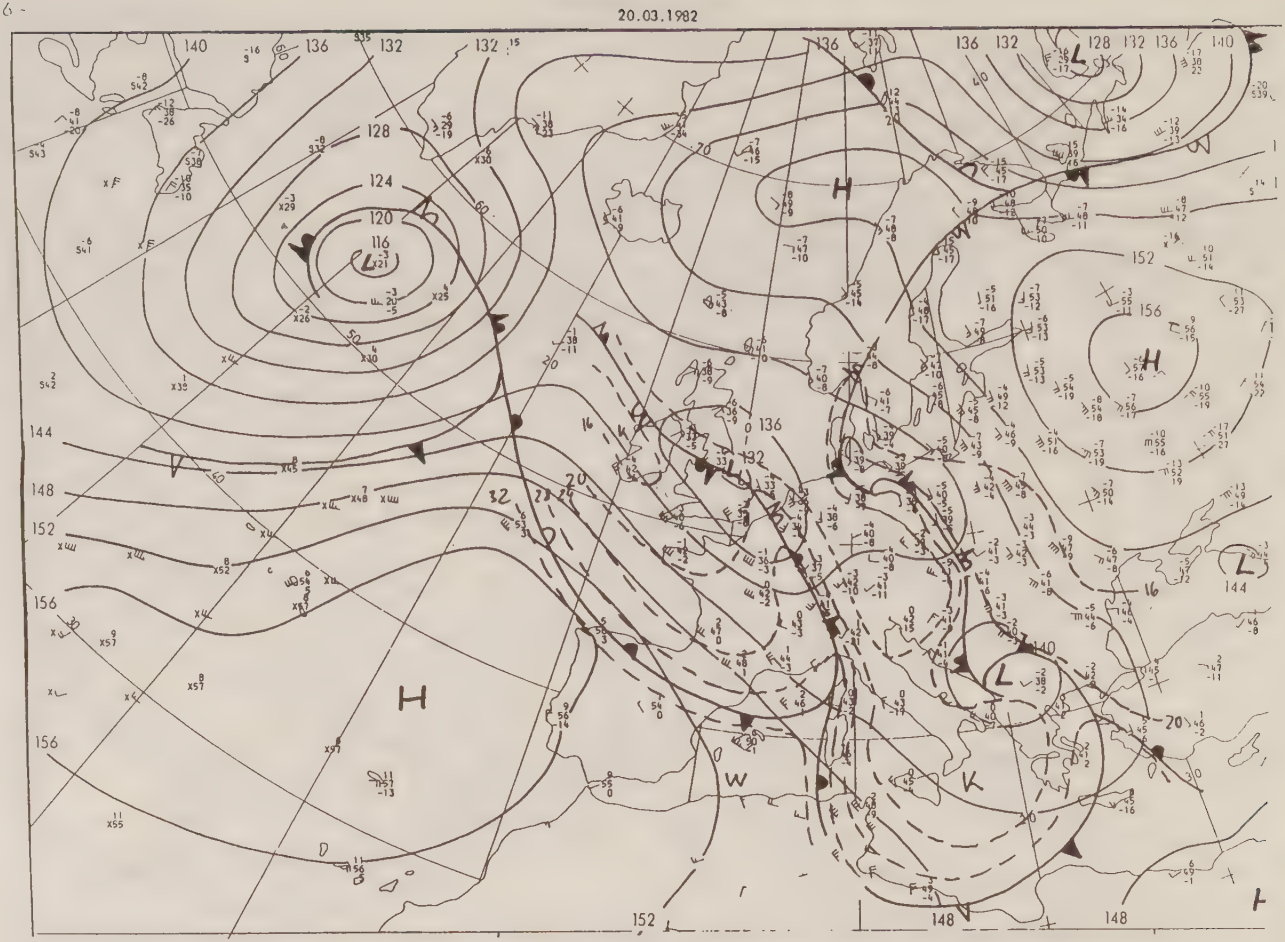


Abb. 3r: 20.3.82, 0000 GMT, 850 hPa

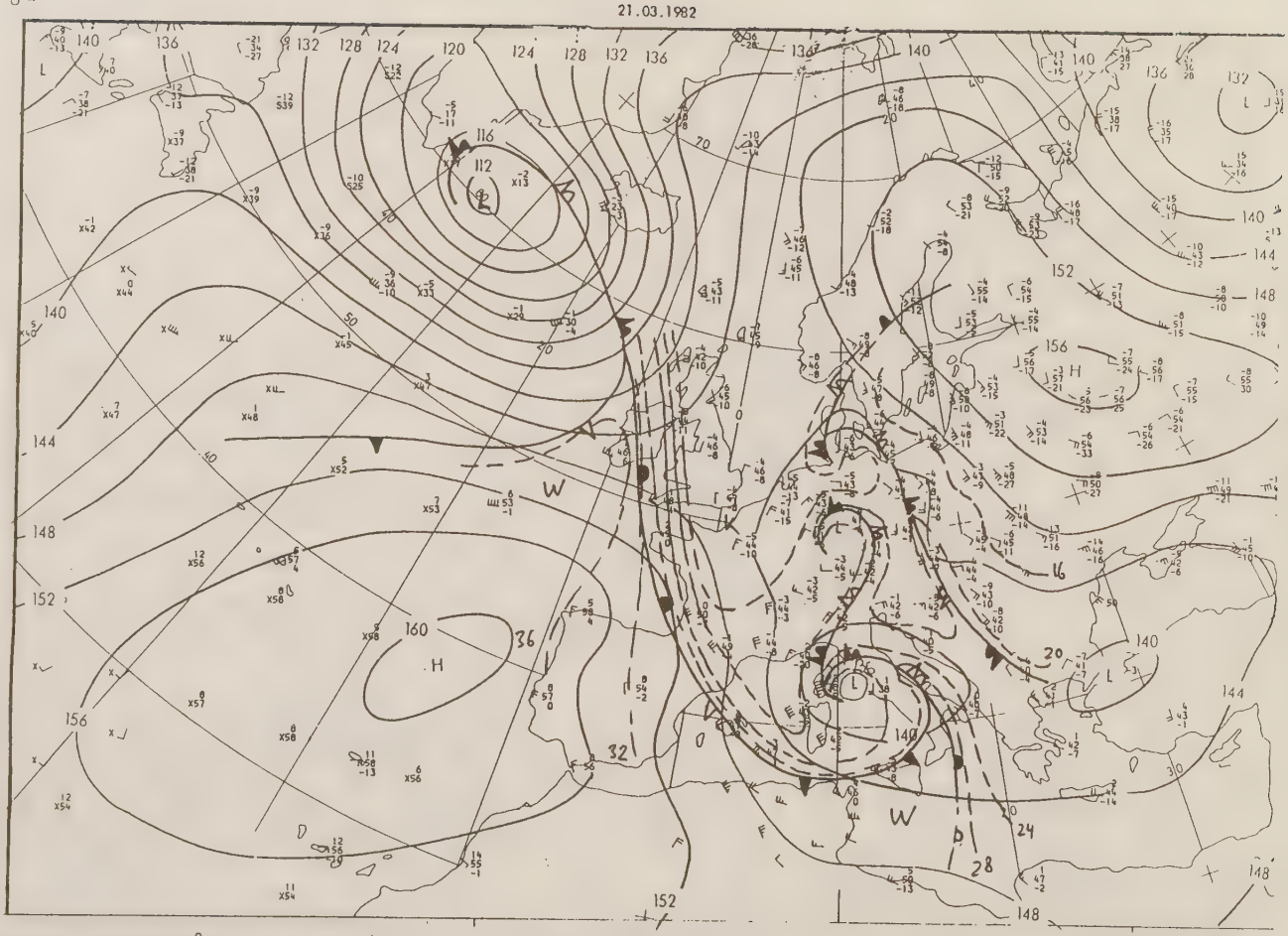


Abb. 3s: 21.3.82, 0000 GMT, 850 hPa

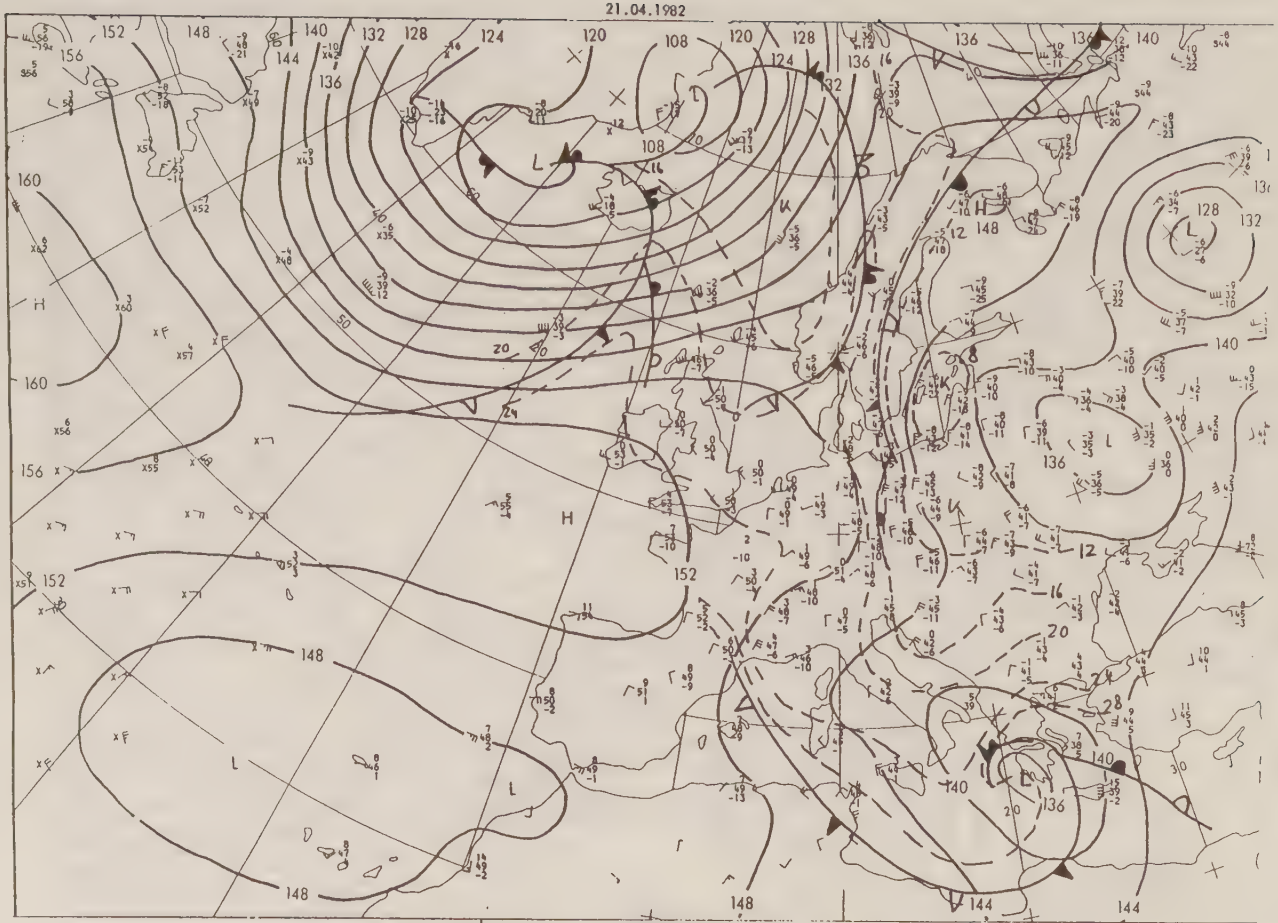


Abb. 3t: 21.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

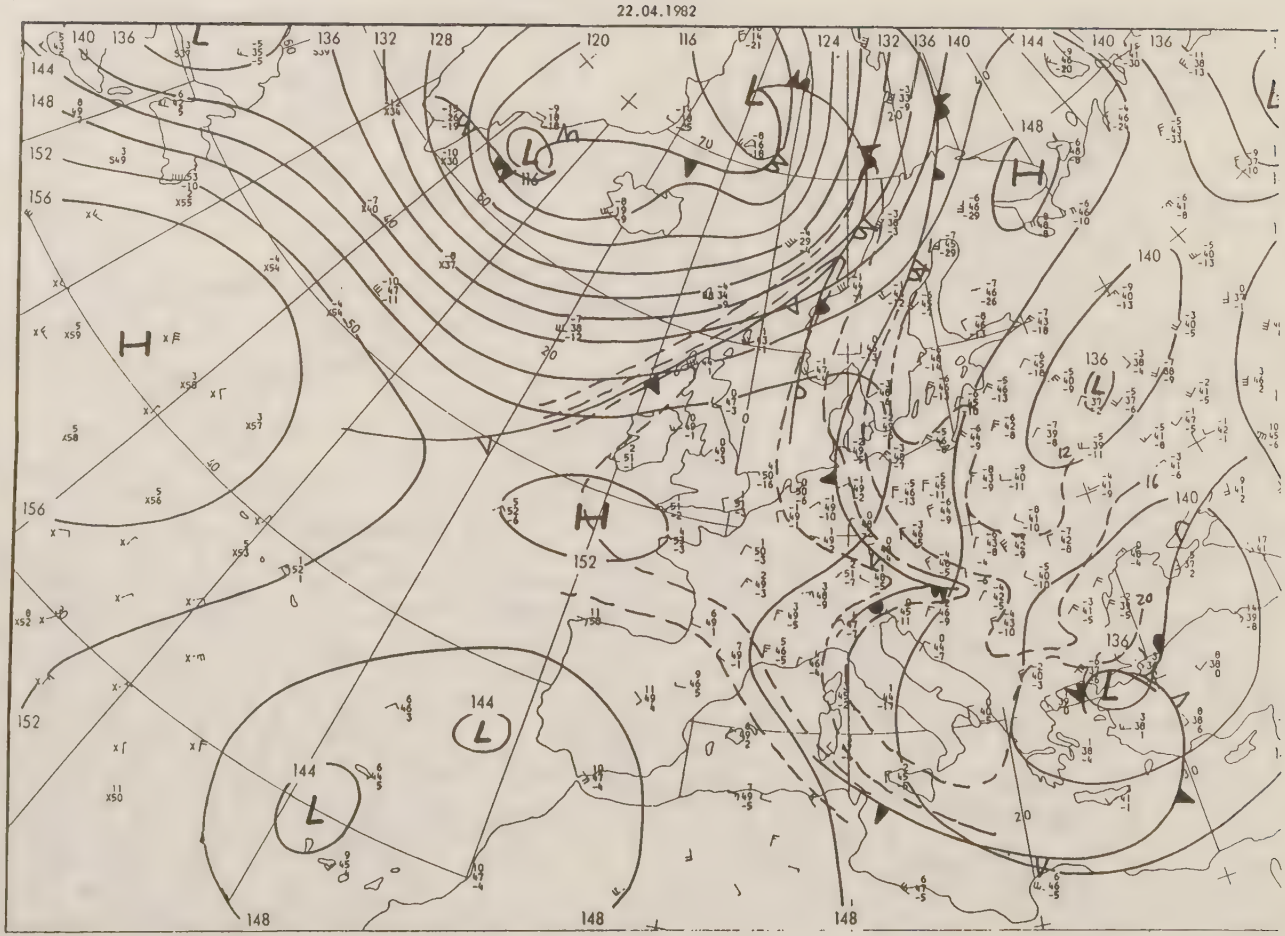


Abb. 3u: 22.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

Merkator-Projektion, 1:30 000 000 in 60°N

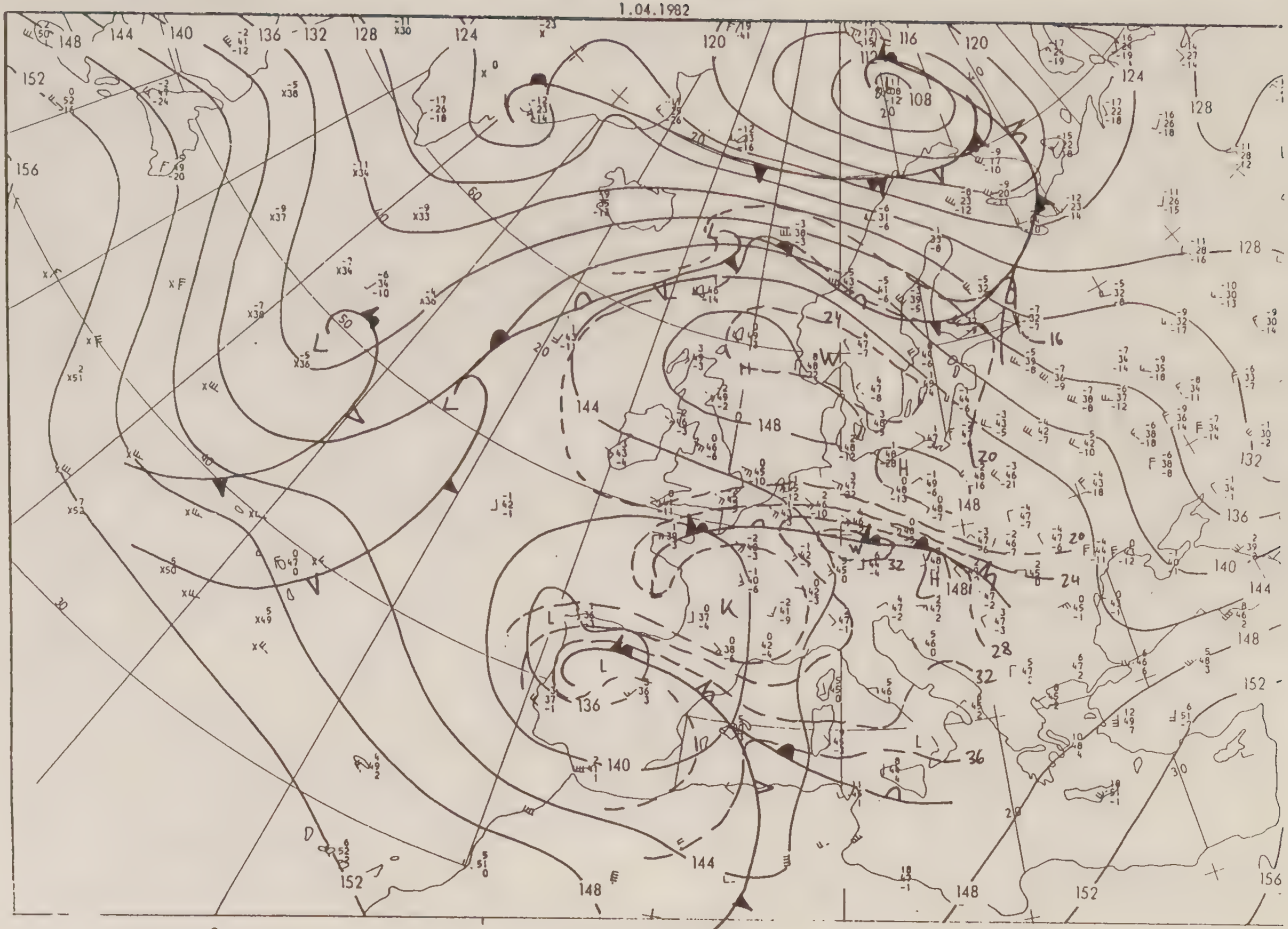


Abb. 3v: 1.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

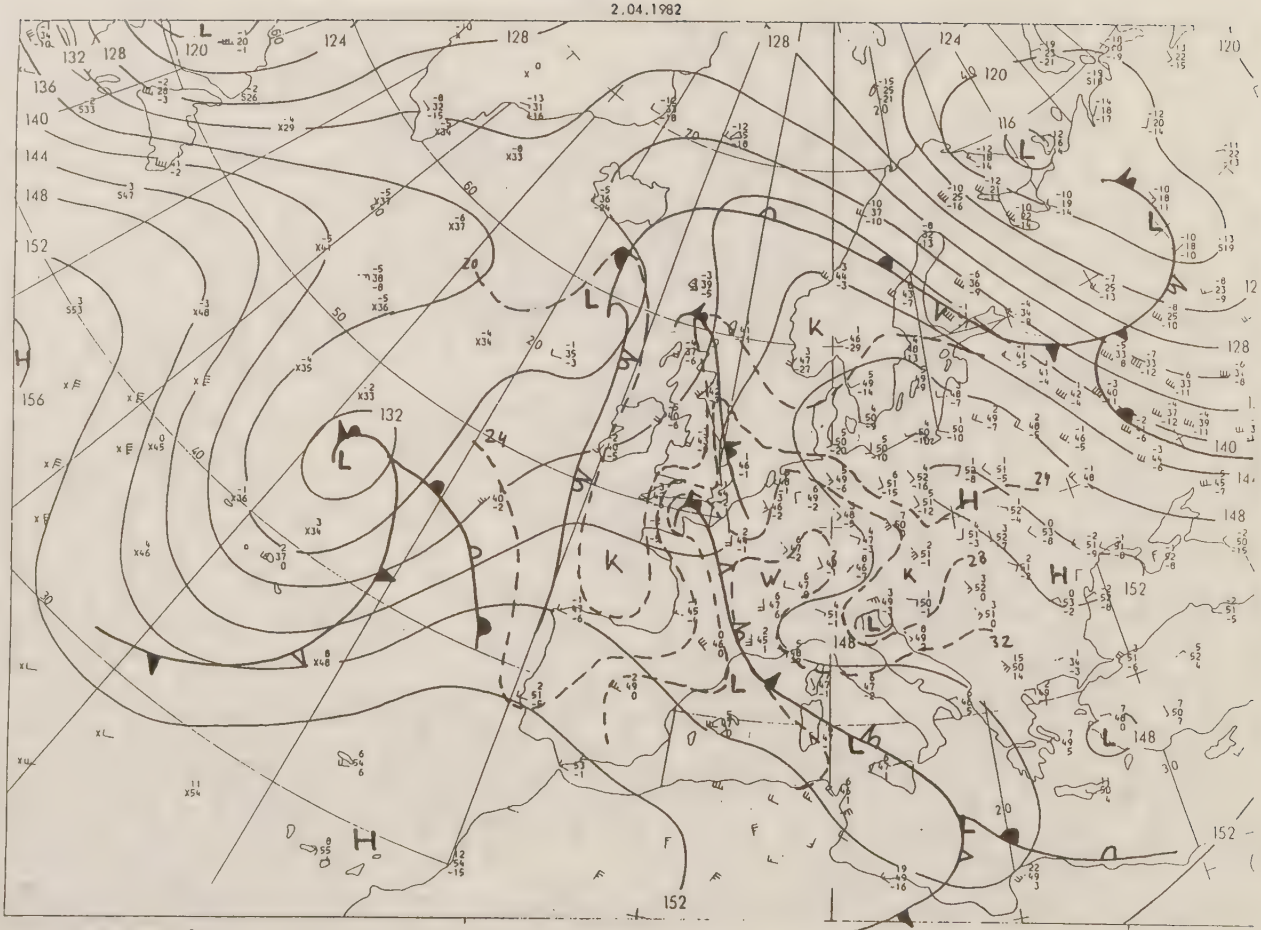


Abb. 3w: 2.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

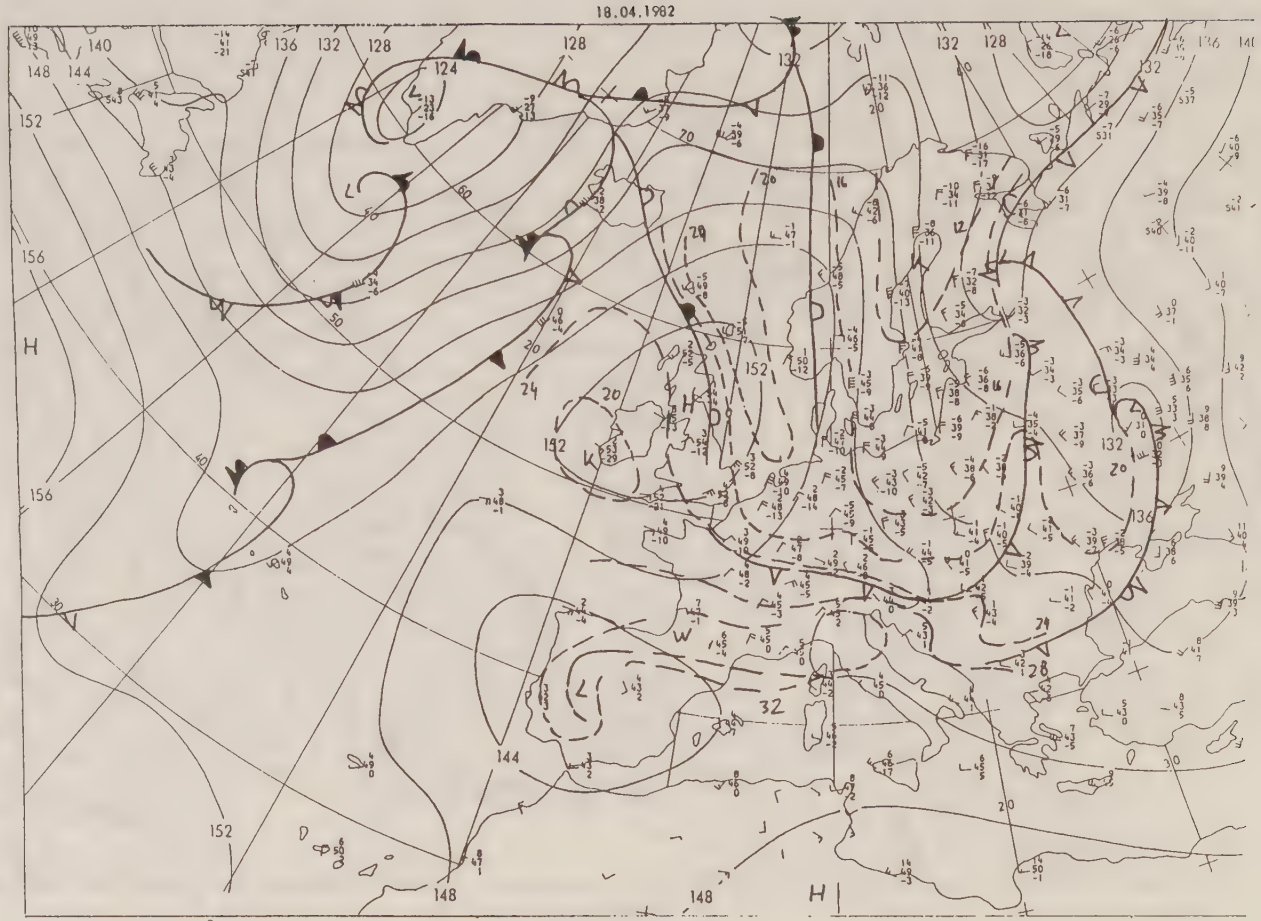


Abb. 3x: 18.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

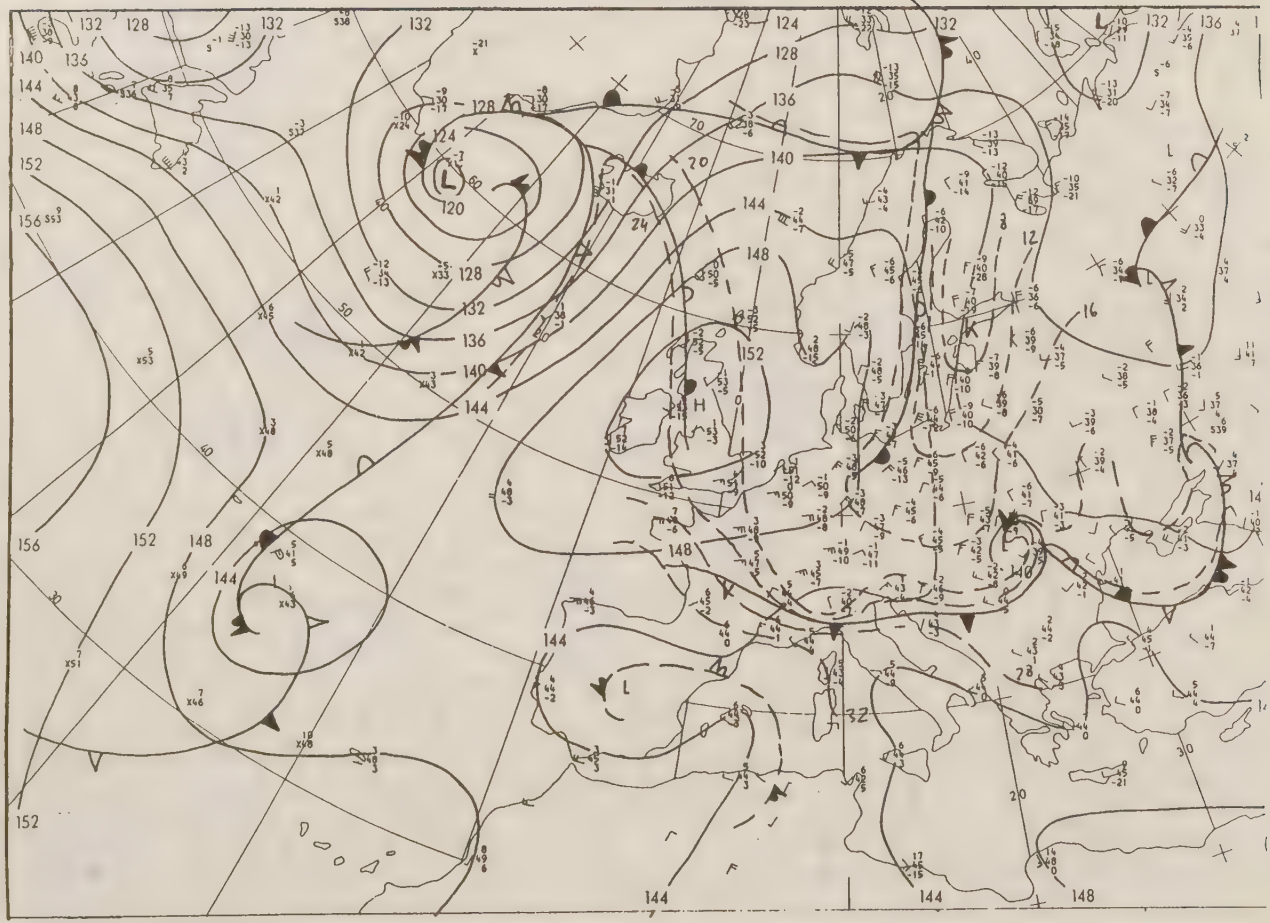


Abb. 3y: 19.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

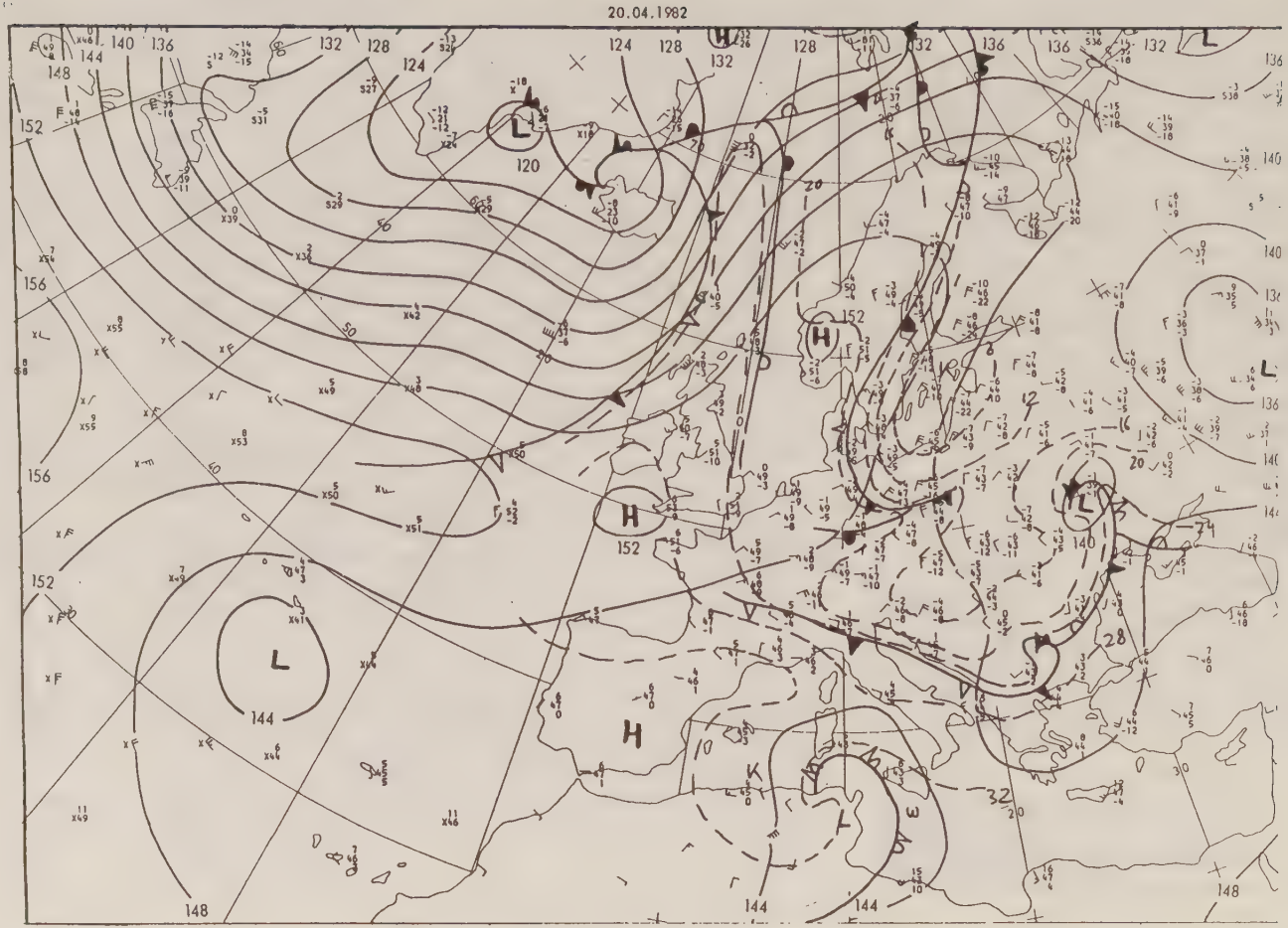
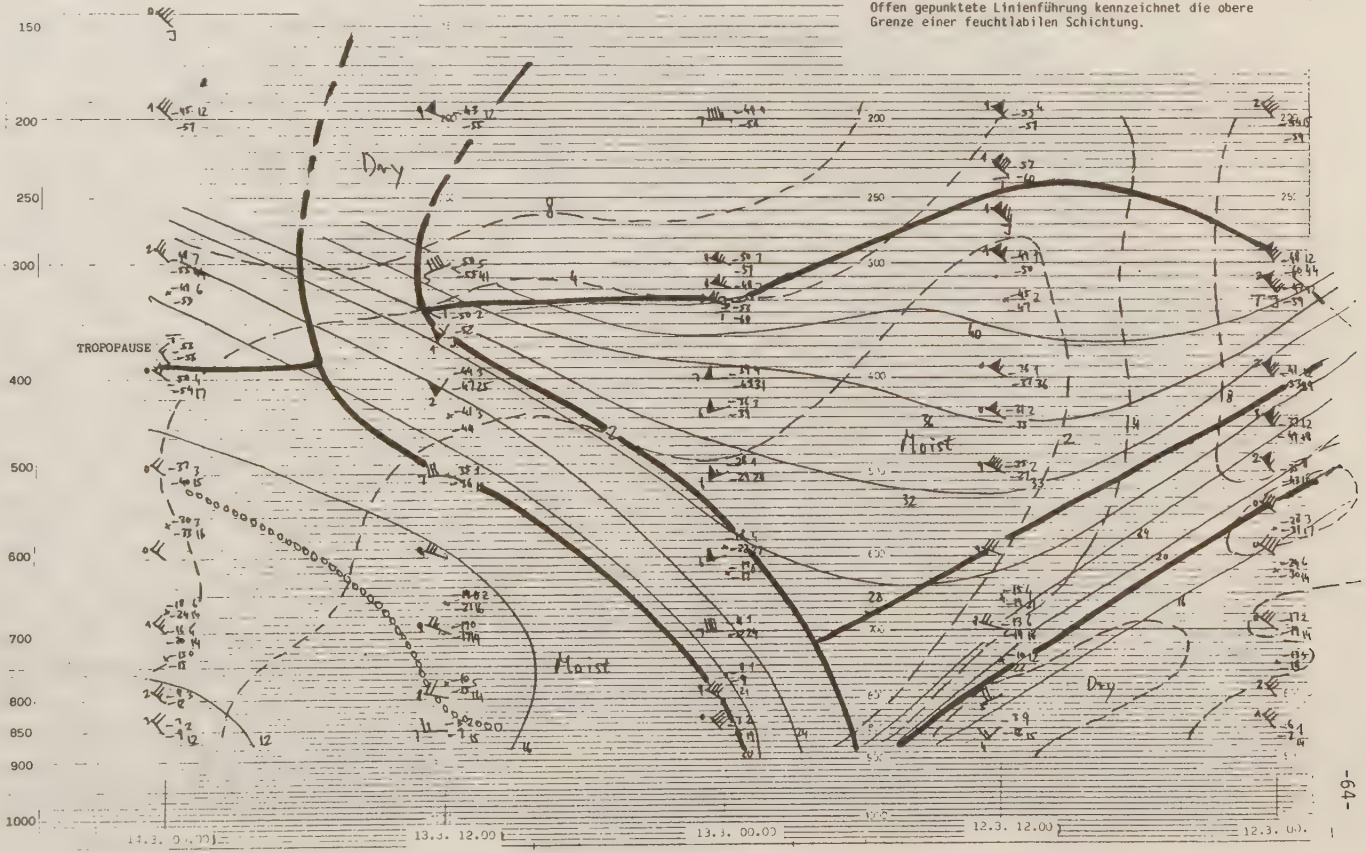


Abb. 3z: 20.4.82, 0000 GMT, 850 hPa

Abb. 4a: Zeitschnitt München

12.3.82 0000 GMT - 14.3.82 0000 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.



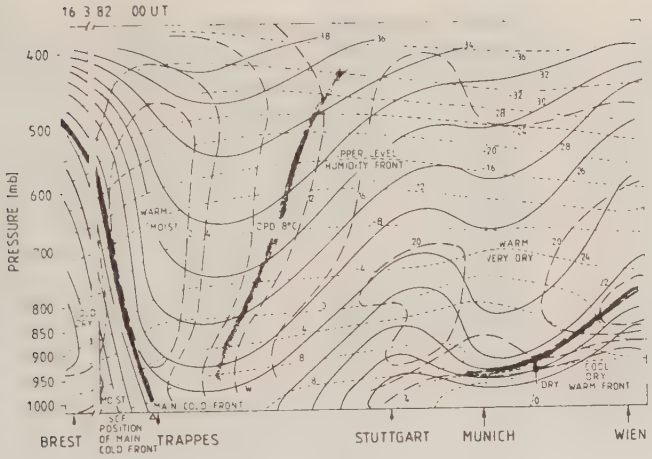


Abb. 4b: Vertikalschnitt vom 16.3.82, 0000 GMT entlang einer Linie A-B in Abb. A II(1). Dünne durchgezogene Linien kennzeichnen θ_e in °C, gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C, gepunktete Linien Temperatur in °C, dicke durchgezogene Linien Frontschichten. Die Pfeile geben die Positionen der verwendeten Radiosondenaufstiege an.

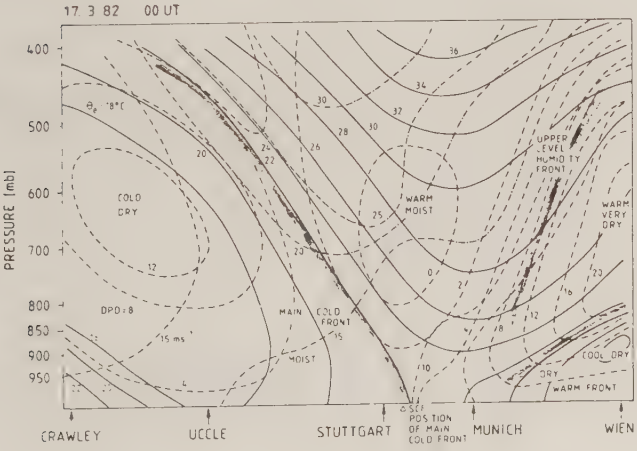


Abb. 4c: Vertikalschnitt vom 17.3.82, 0000 GMT entlang einer Linie A-B in Abb. A III(2). Die Bezeichnung ist die gleiche wie in Abb. B(2)i, nur die gepunkteten Linien stellen nun Isotachen in m s^{-1} dar.

Abb. 4d: Zeitschnitt Munchen

18.3.82 0000 GMT - 20.3.82 0000 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

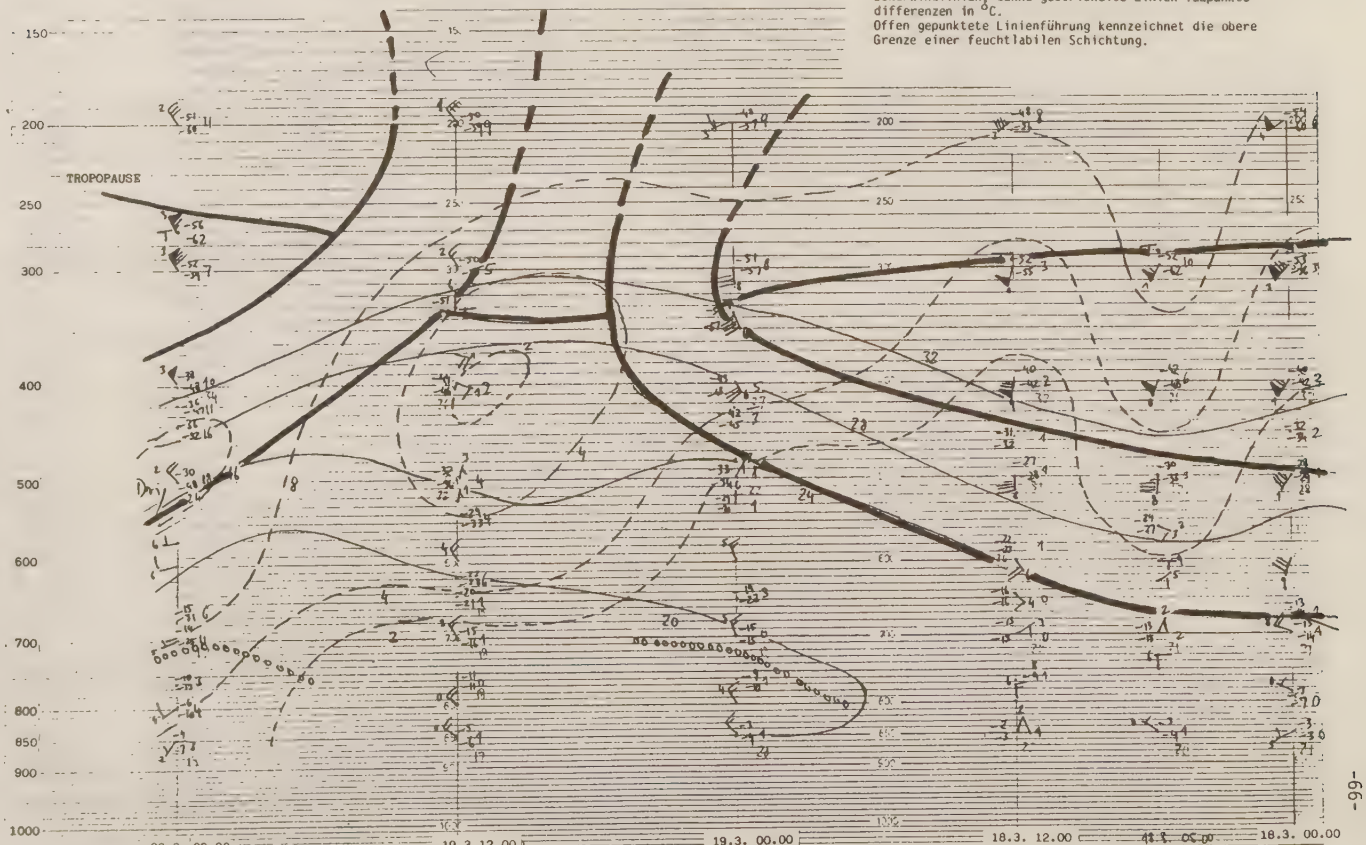


Abb. 4e: Zeitschnitt München

30.3.82 0000 GMT - 1.4.82 0000 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

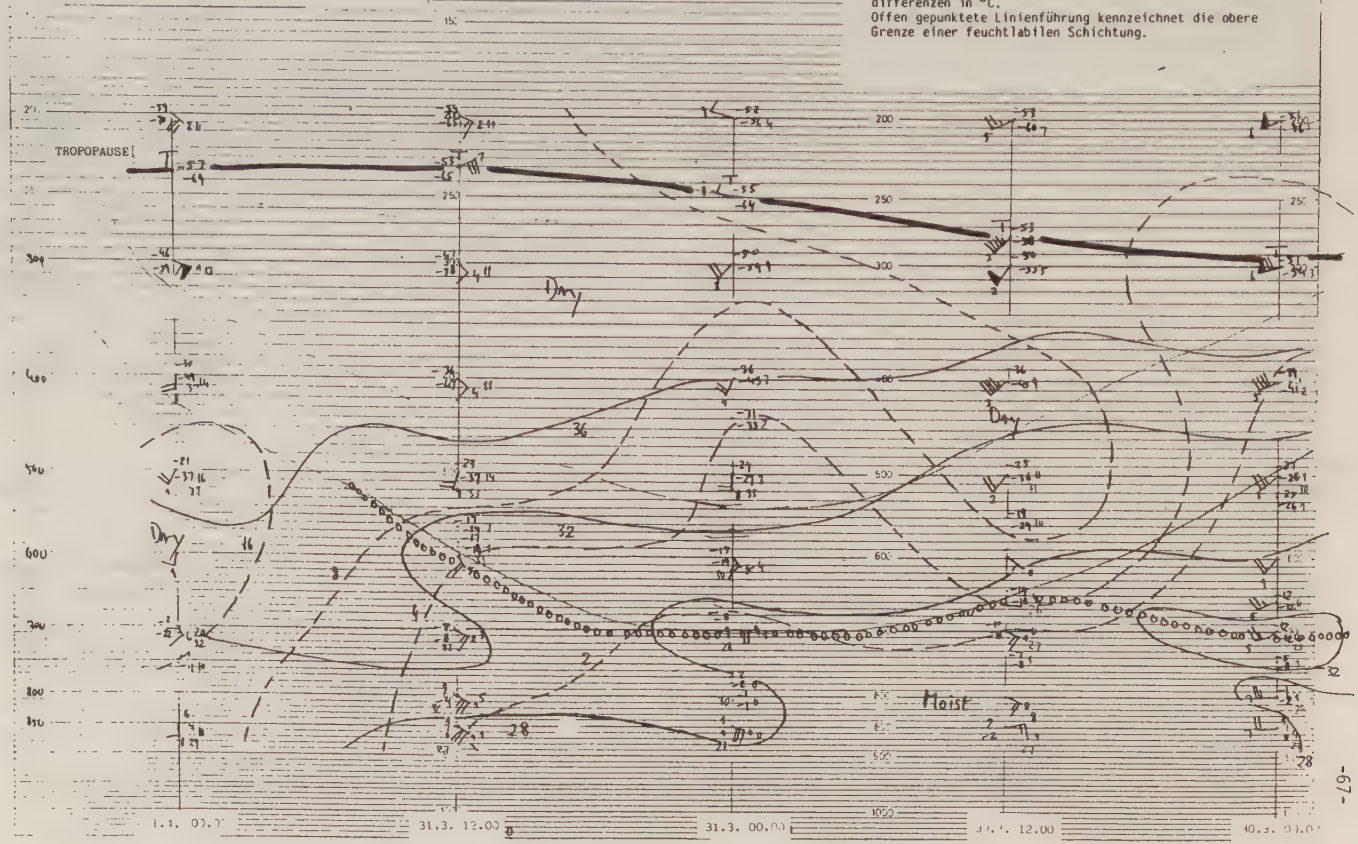


Abb. 4f: Zeitschnitt München

1.4.82 1200 GMT - 3.4.82 1200 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

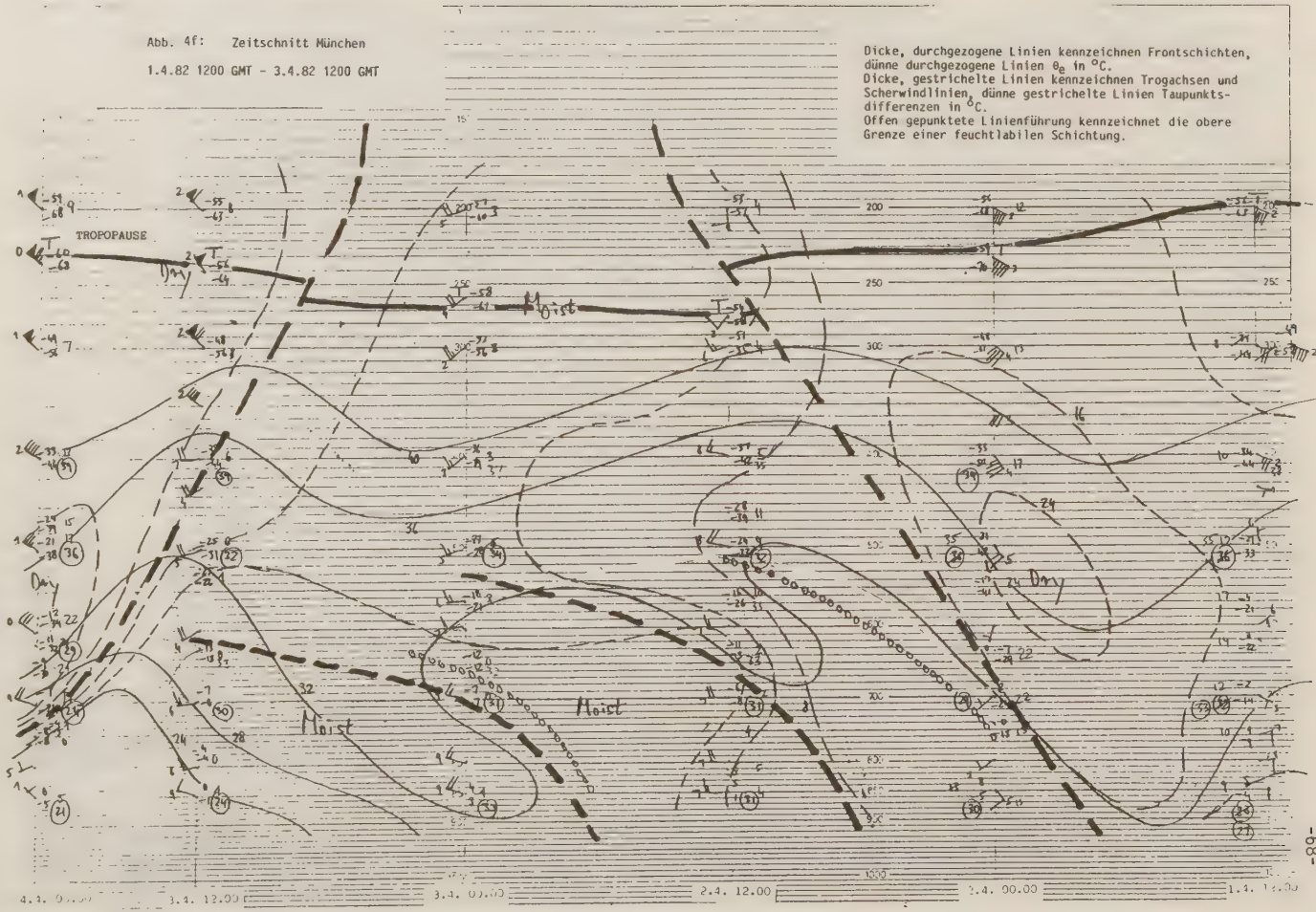


Abb. 49: Zeitschnitt München

4.4.82 1200 GMT - 6.4.82 1200 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

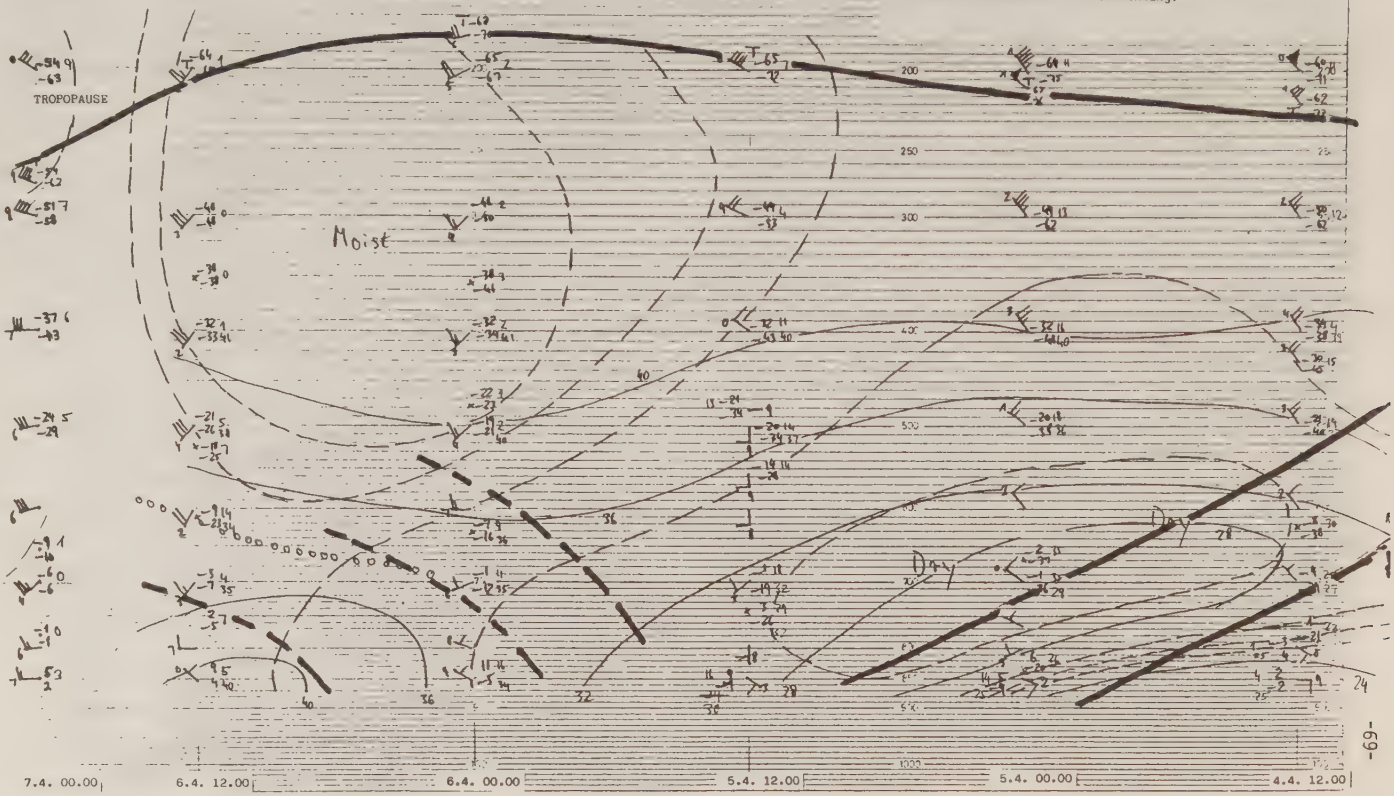


Abb. 4h: Zeitschnitt München

16.4.82 1200 GMT - 18.4.82 1200 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

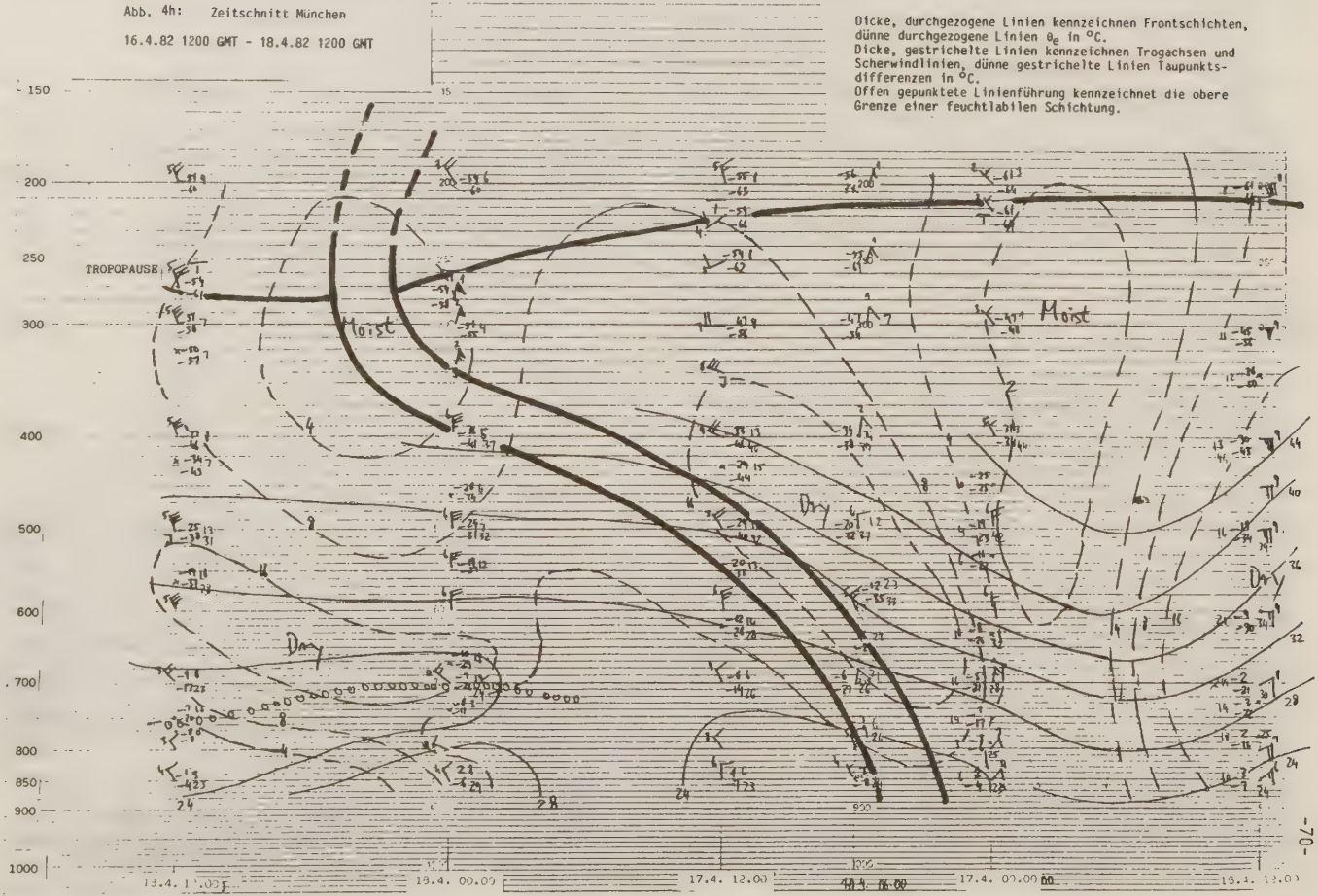


Abb. 4i: Zeitschnitt München

18.4.82 1200 GMT - 20.4.82 1200 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

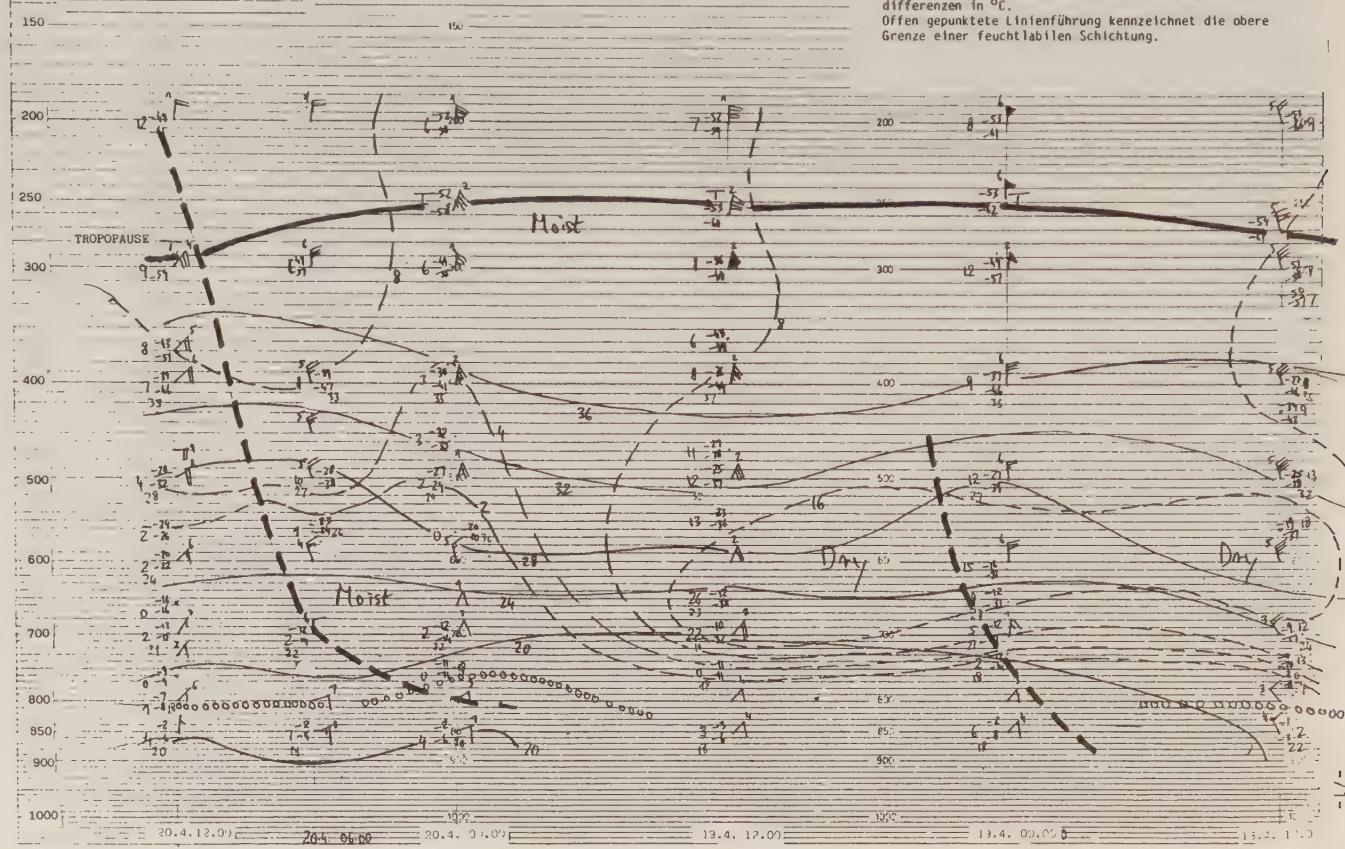


Abb. 4j: Zeitschnitt München

20.4.82 1200 GMT - 22.4.82 1200 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

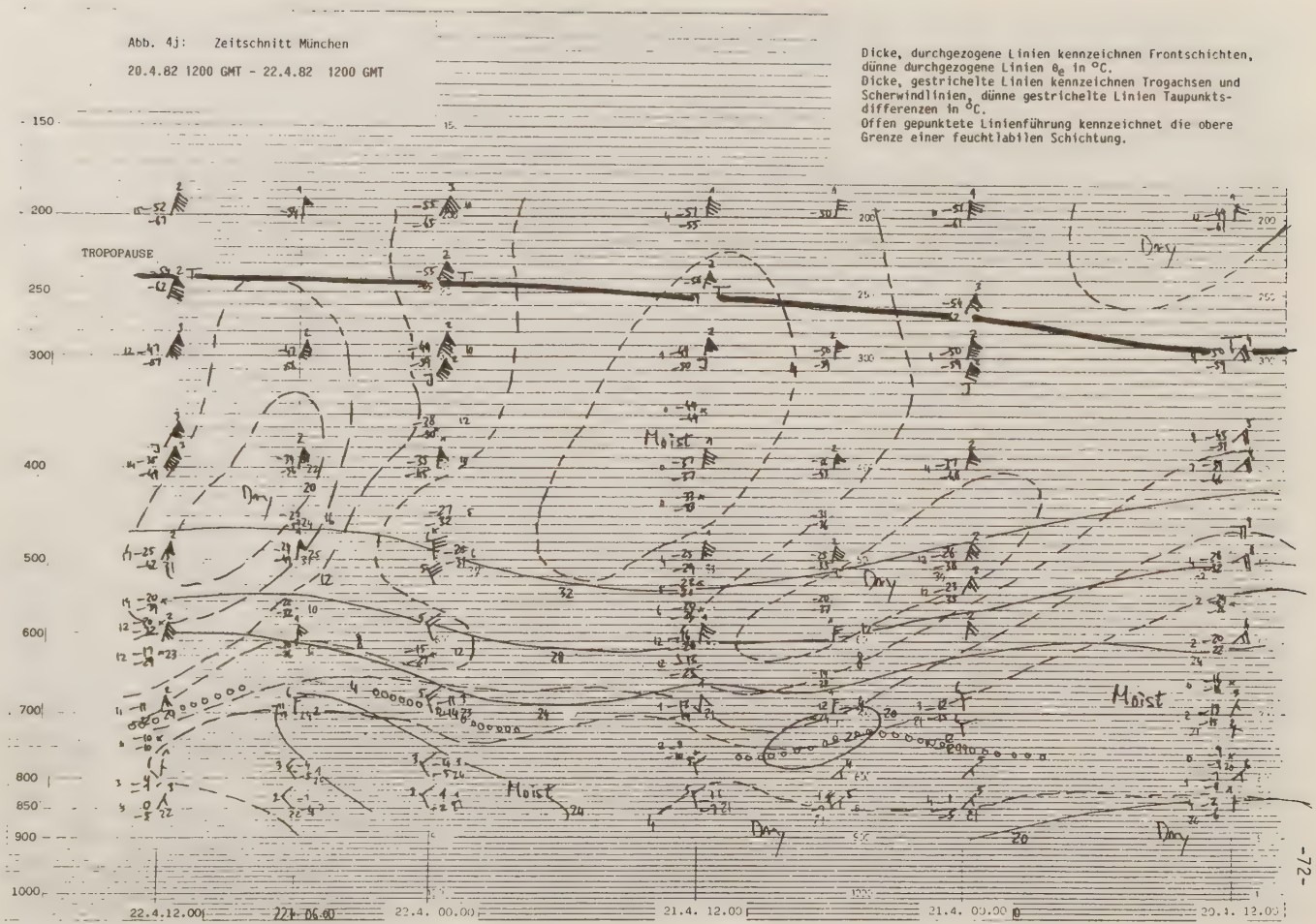


Abb. 4k: Zeitschnitt Hannover

5.1.83 1200 GMT - 7.1.83 1200 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

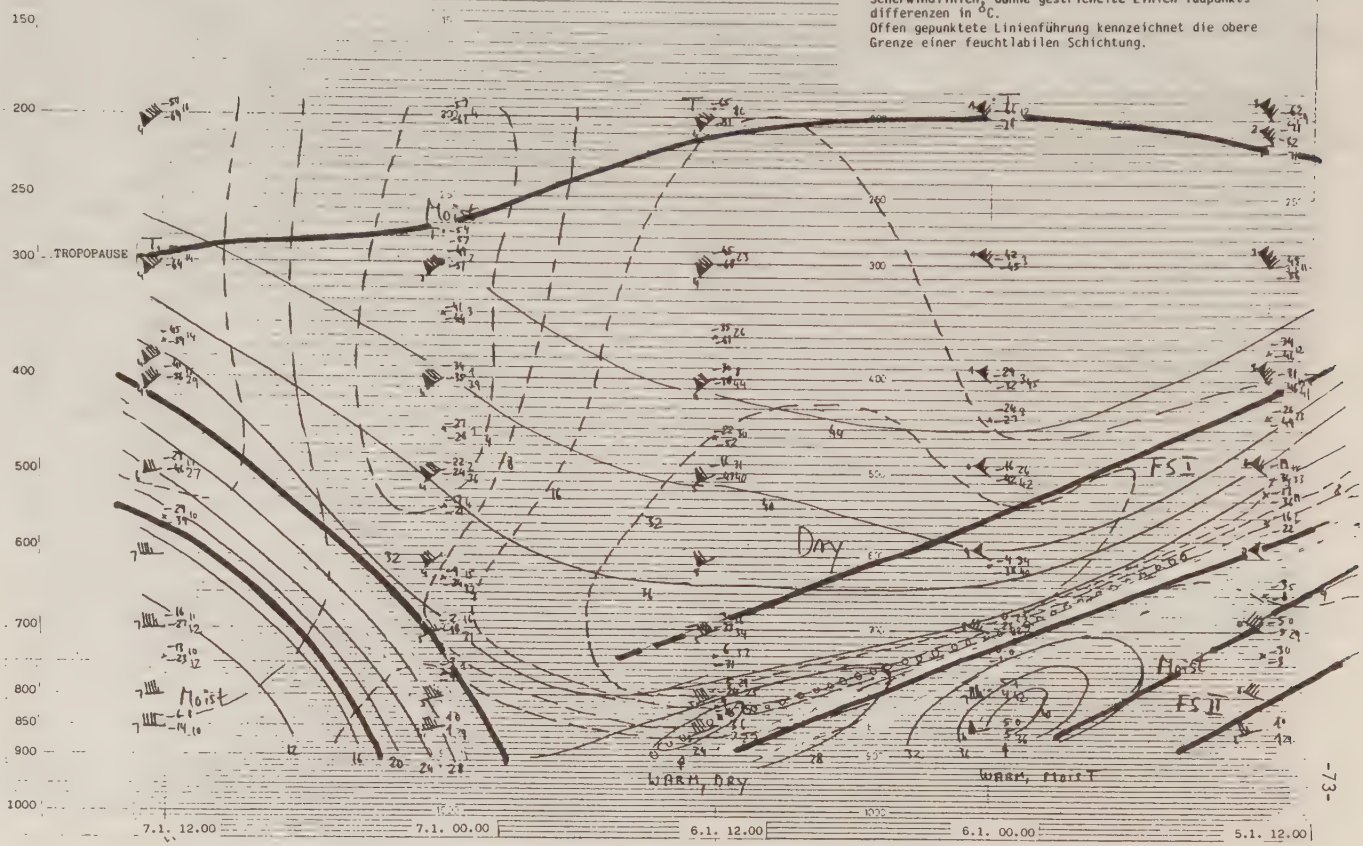


Abb. 41: Zeitschnitt Hannover

12.1.83 0000 GMT - 14.1.83 0000 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_e in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

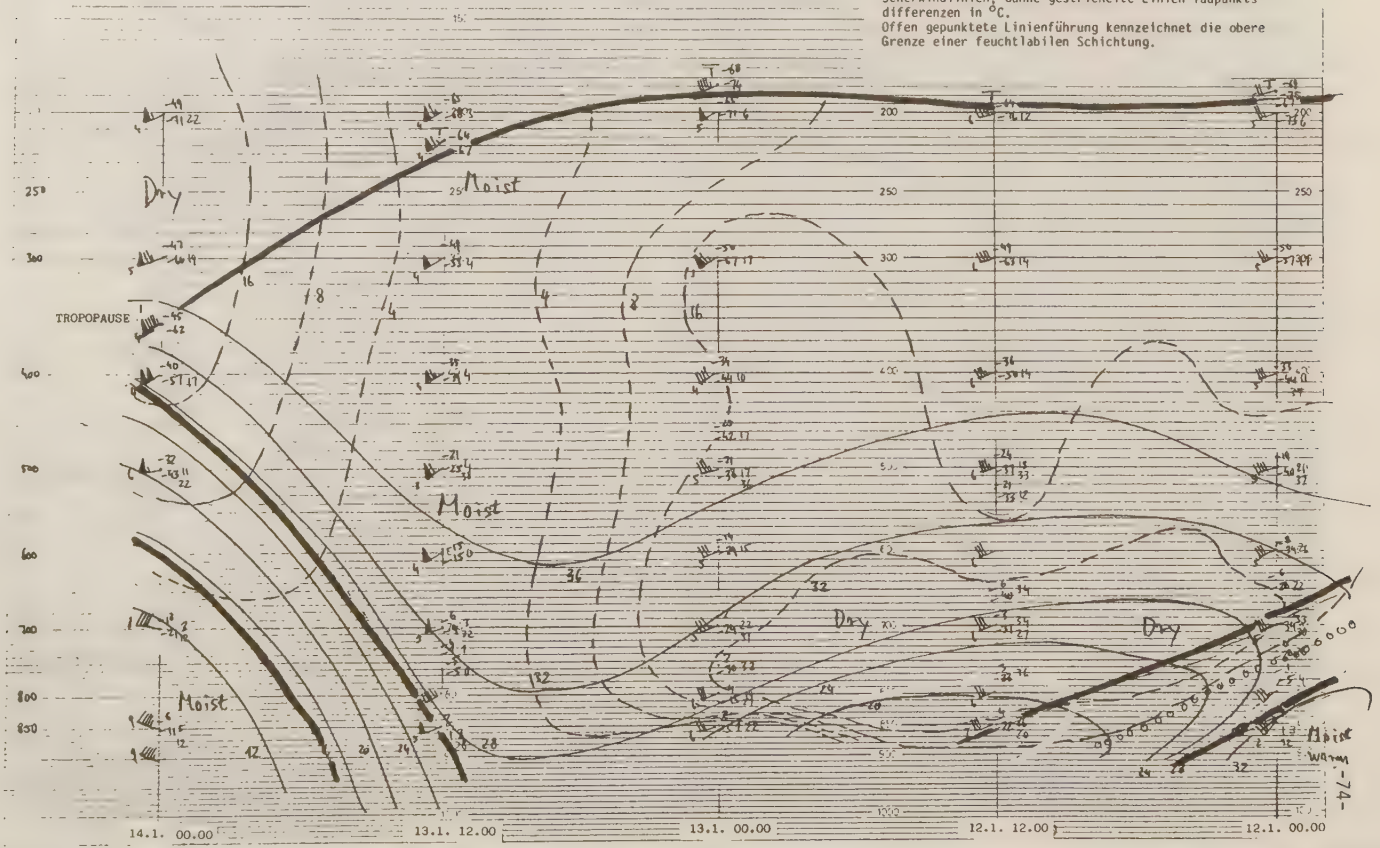


Abb. 4m: Zeitschnitt Hannover

18.1.83 0000 GMT - 20.1.83 0000 GMT

Dicke, durchgezogene Linien kennzeichnen Frontschichten, dünne durchgezogene Linien θ_E in °C.
Dicke, gestrichelte Linien kennzeichnen Trogachsen und Scherwindlinien, dünne gestrichelte Linien Taupunktsdifferenzen in °C.
Offen gepunktete Linienführung kennzeichnet die obere Grenze einer feuchtlabilen Schichtung.

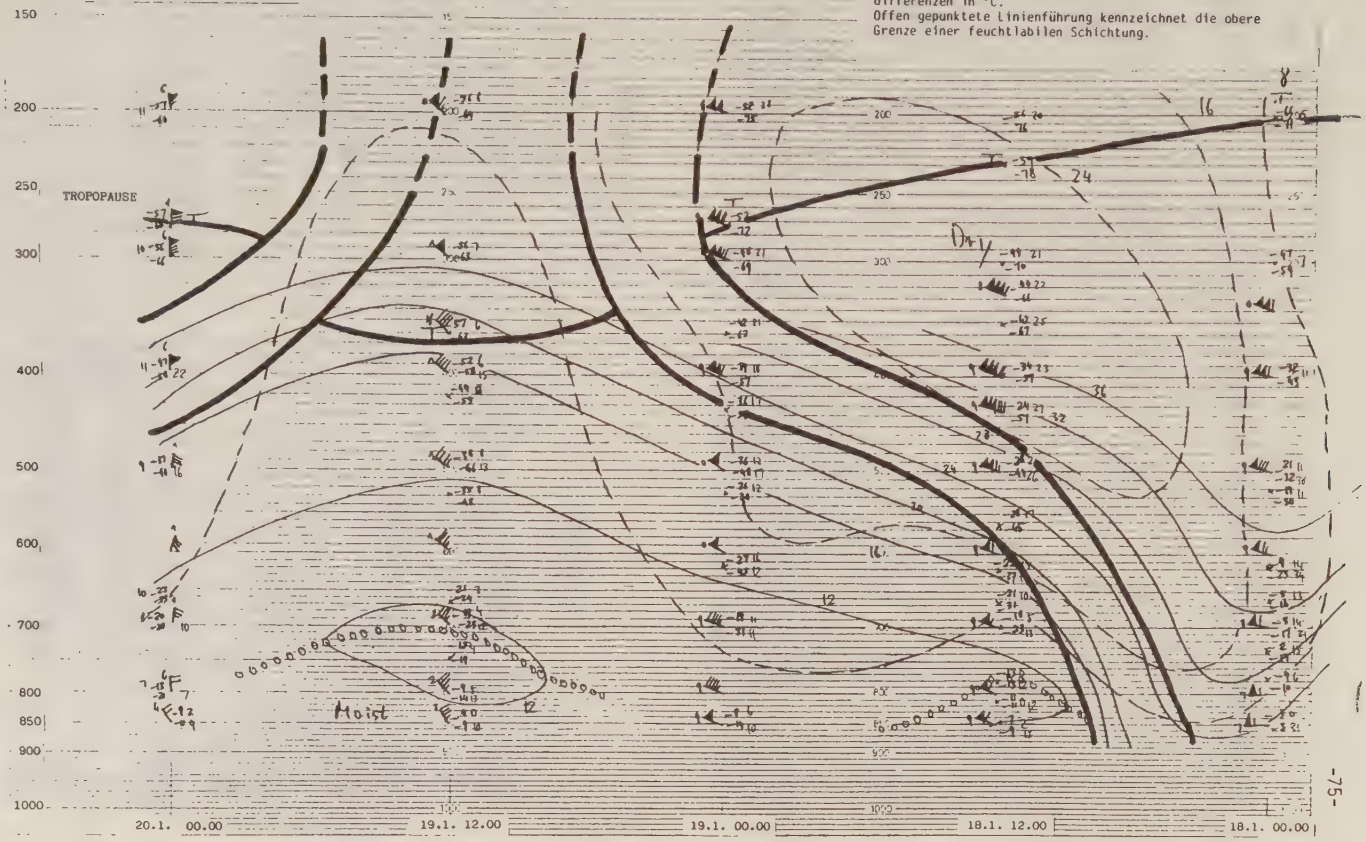
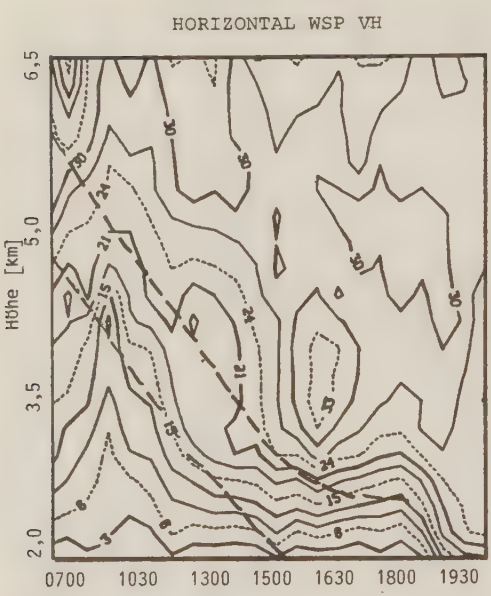
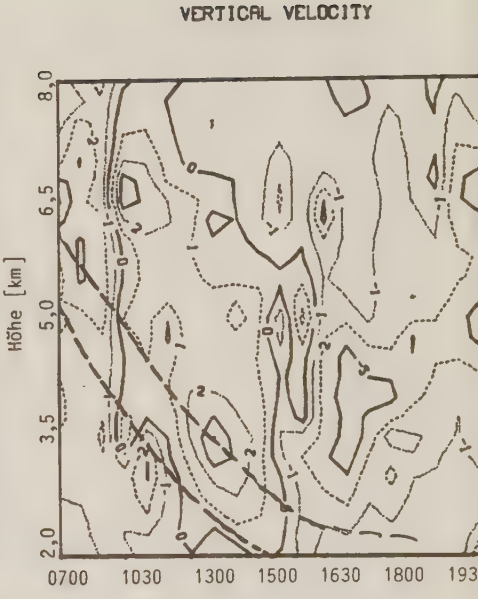


Abb. 5a - 5aa: Radarwinddaten





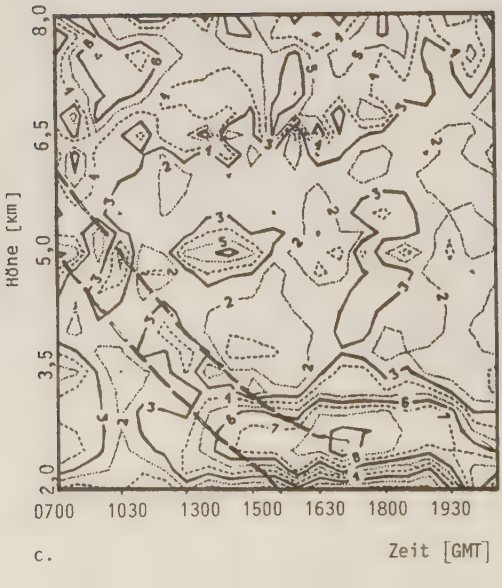


Abb. 5a:

1 Warmfronten, ana

1.1 12.3.82, Rosenheim

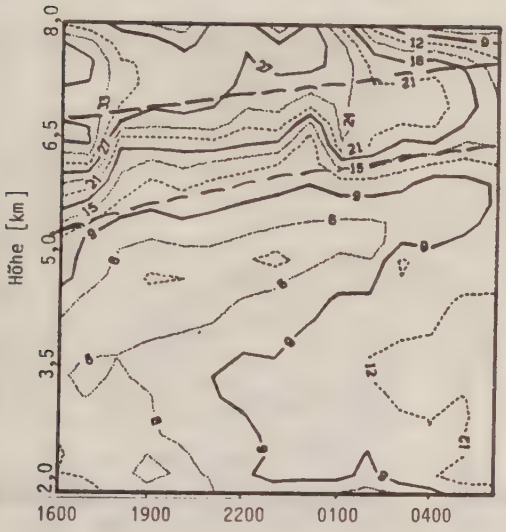
a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

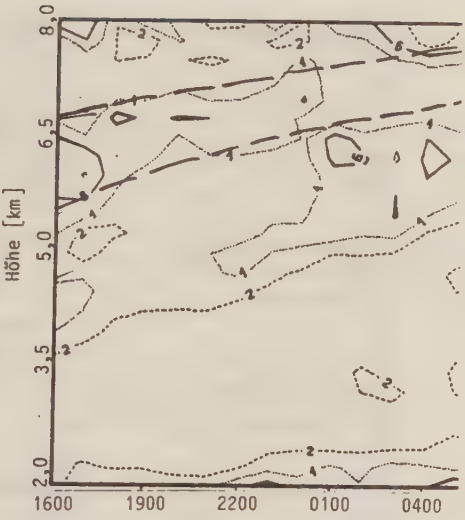
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

HORIZONTAL WSP VH



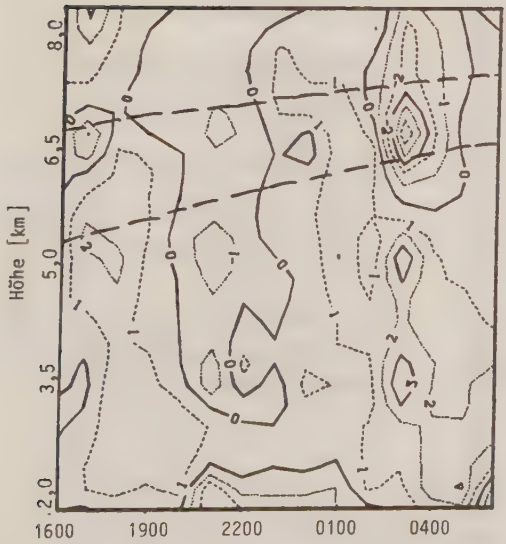
a.

SHEAR WIND



b.

VERTICAL VELOCITY



c.

Abb. 5b:

1 Warmfronten, Höhen

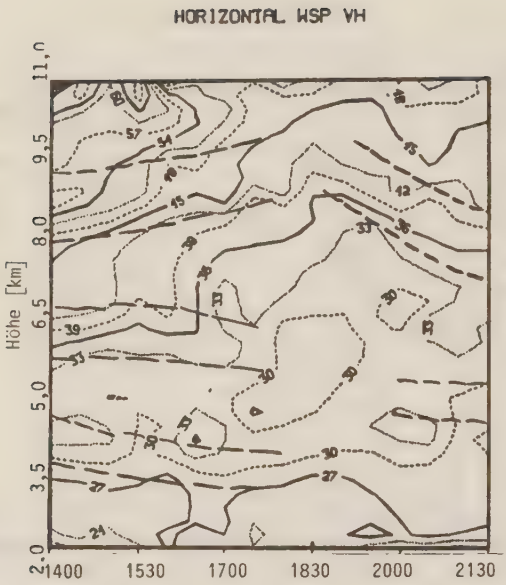
1.2 18./19.3.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

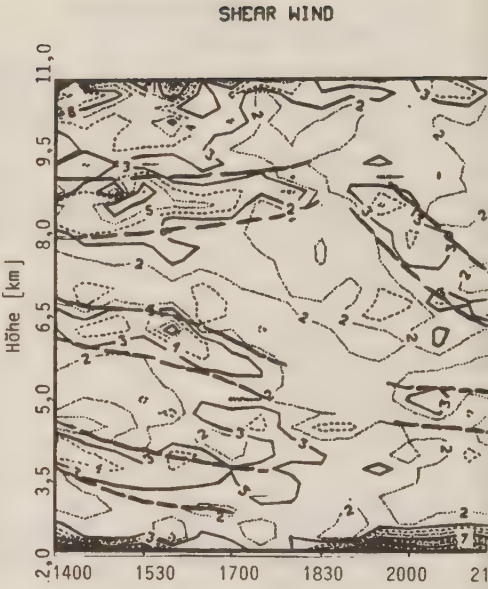
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

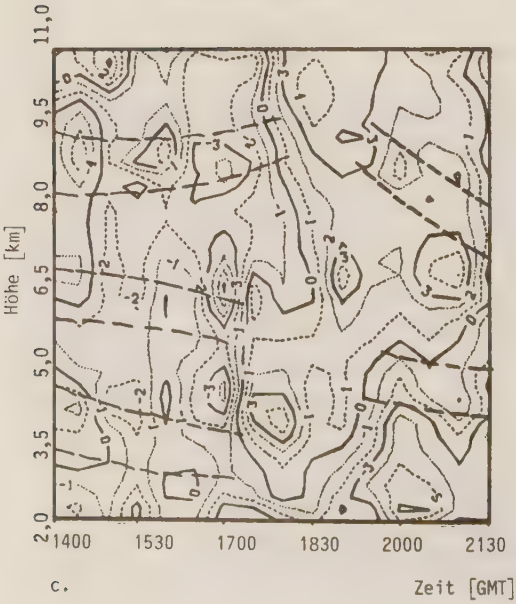
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.



c.

Abb. 5c:

1 Warmfronten, kata, Teil 1

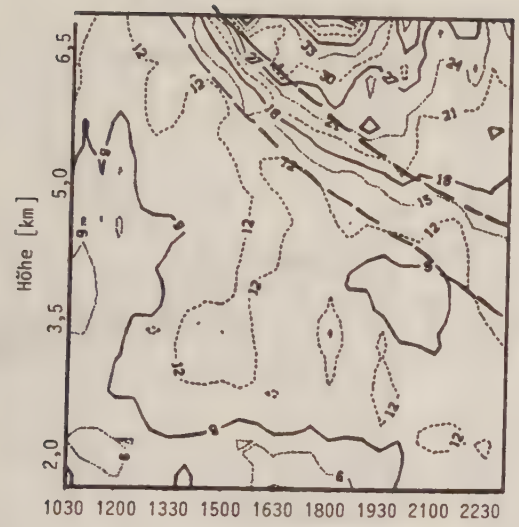
1.3 5.1.83, Bad Lauterberg

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

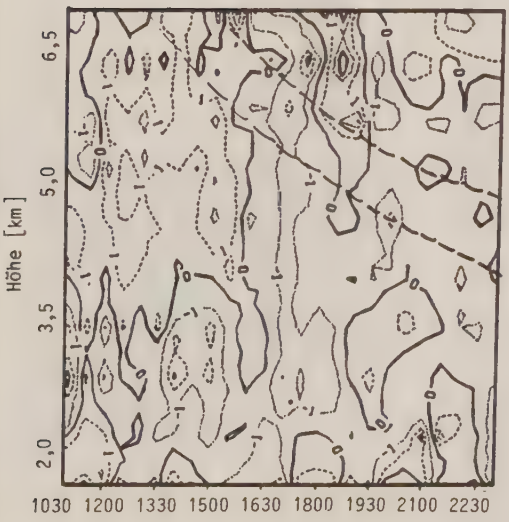
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.

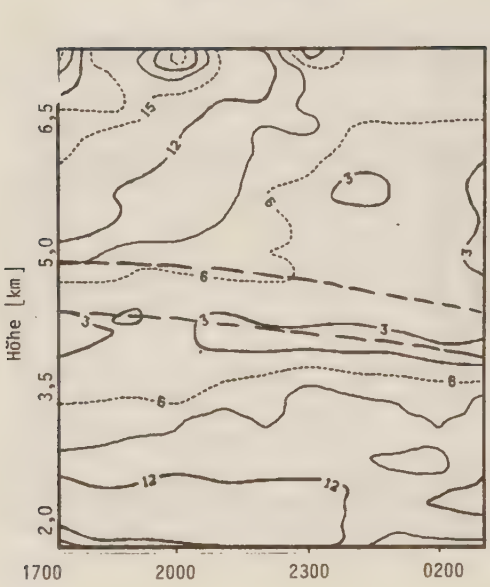
Abb. 5d:

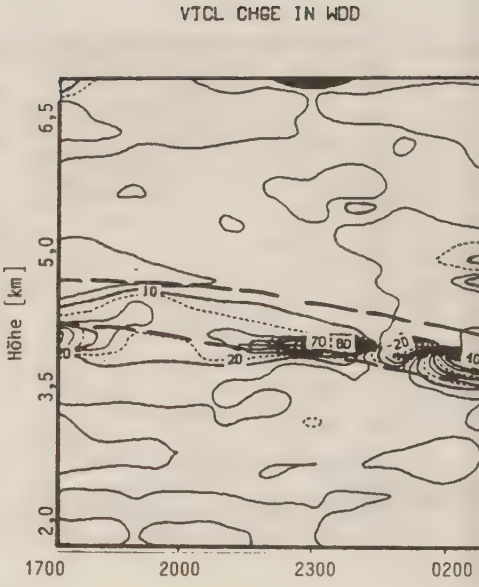
1 Warmfronten, Kata

1.3 3.4.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]
c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.





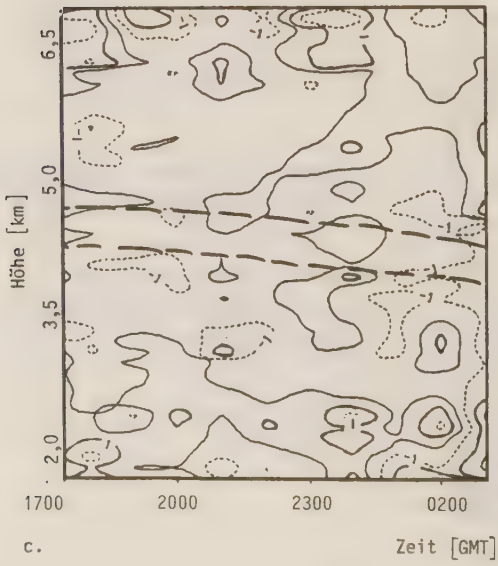


Abb. 5e:

1 Warmfronten

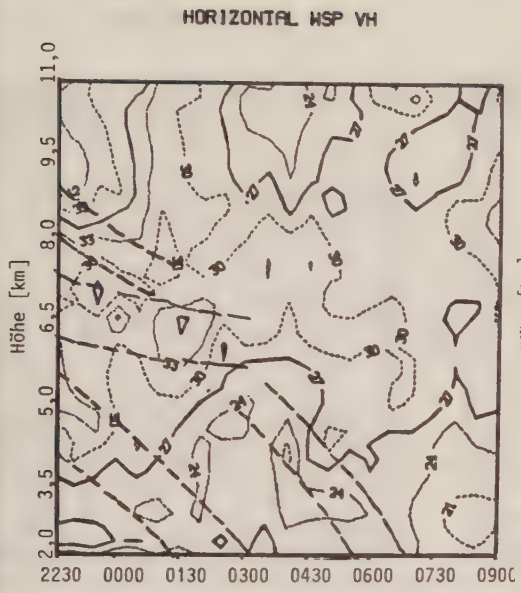
1.4 14./15.4.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

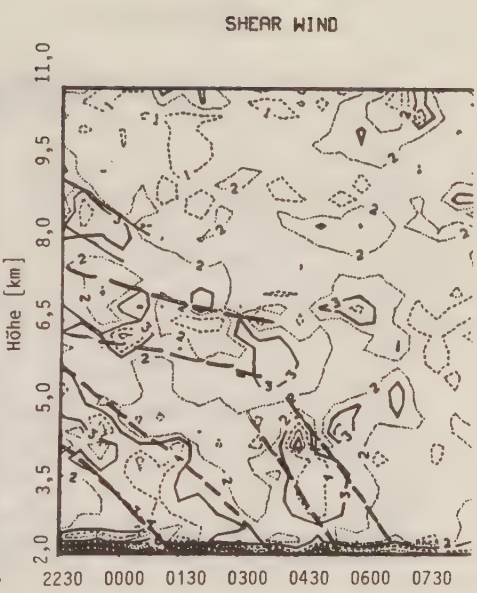
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

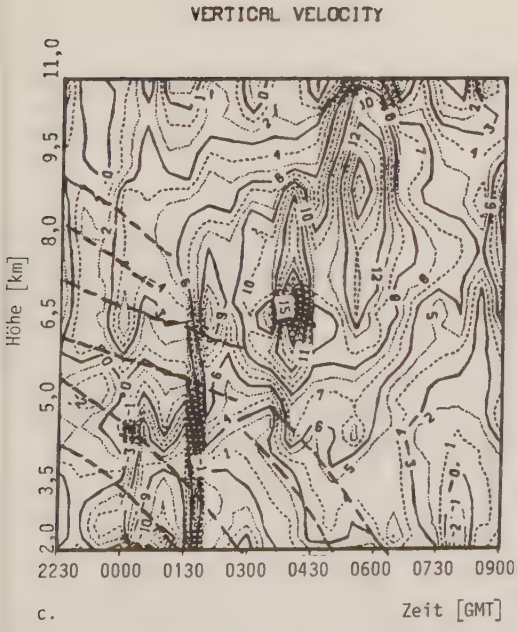
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a



b.



c.

Abb. 5f:

1 Warmfronten, kata

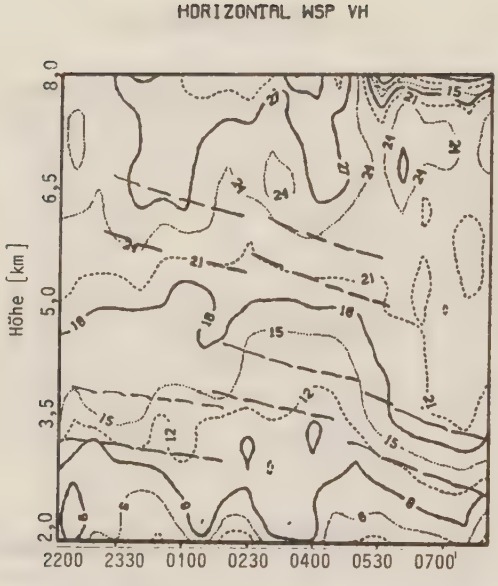
1.5 5./6.1.83, Bad Lauterberg

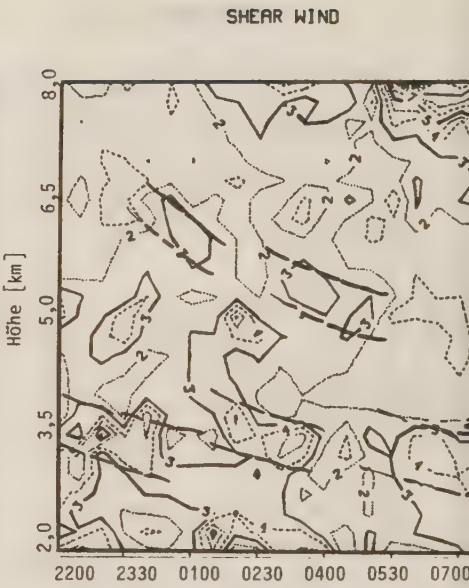
a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.





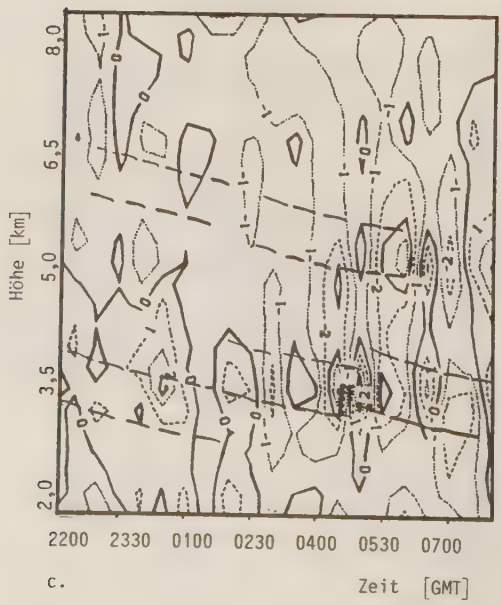


Abb. 5g:

2 Präkaltfrontale Strömung, ana

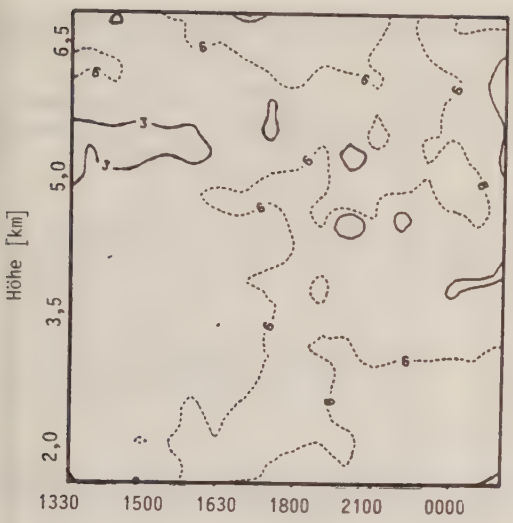
2.1 16./17.3.82, Rosenheim, Teil 2

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



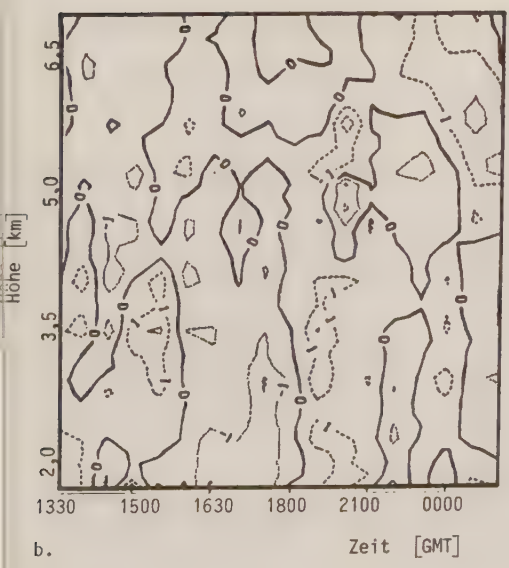


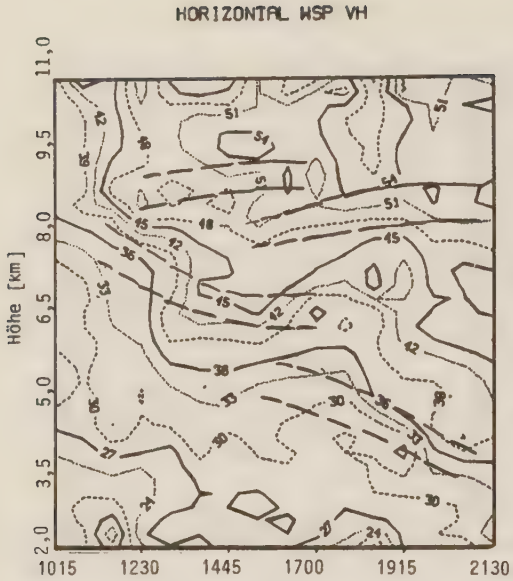
Abb. 5h:

2 Prä-Kaltfrontale Strömung

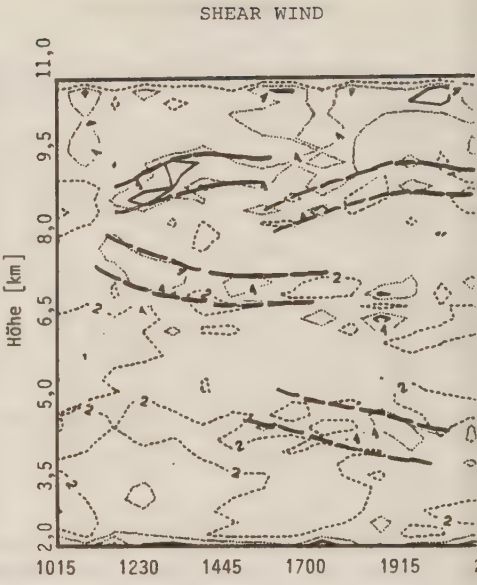
2.2 5./6.4.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]
c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

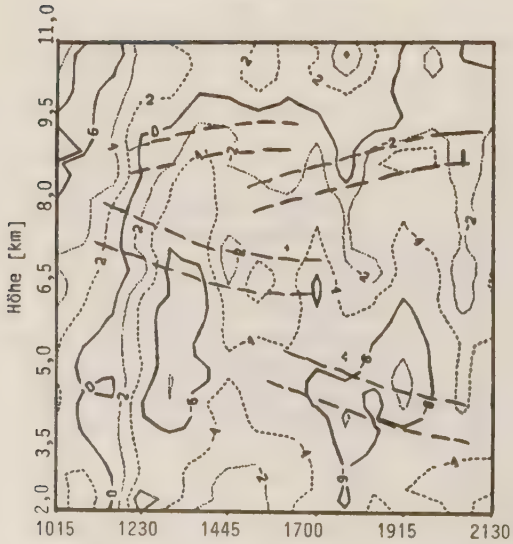
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.



c.

Abb. 5i:

2 Prä-Kaltfrontale Strömung

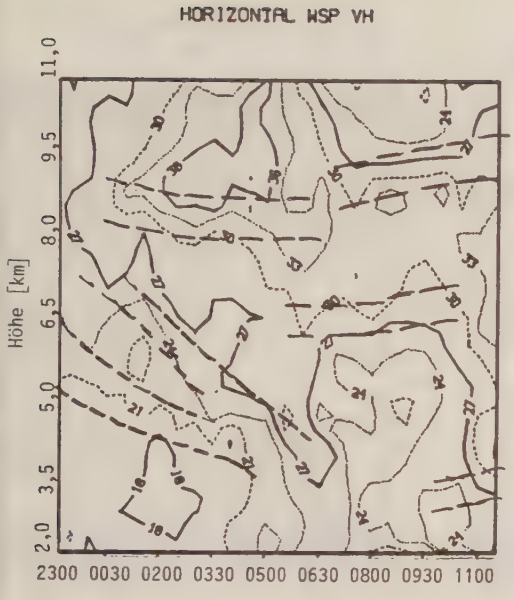
2.3 6.1.83, Bad Lauterberg

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

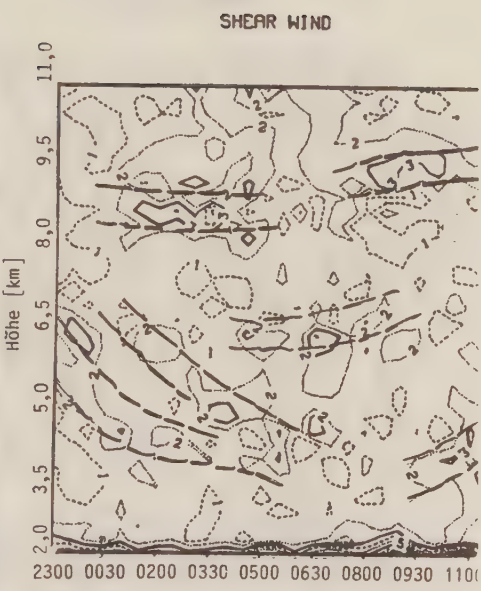
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

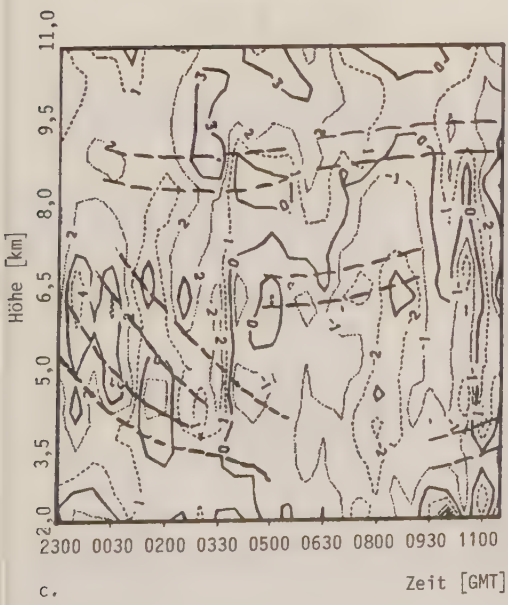
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.



c.

Abb. 5j:

2 Prä-kaltfrontale Strömung

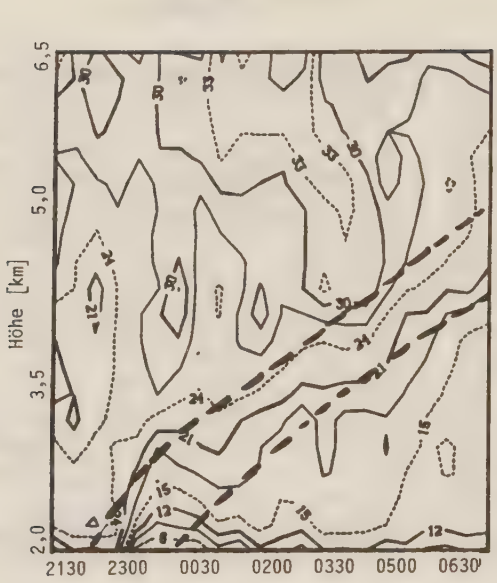
2.4 12./13.1.83, Bad Lauterberg

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

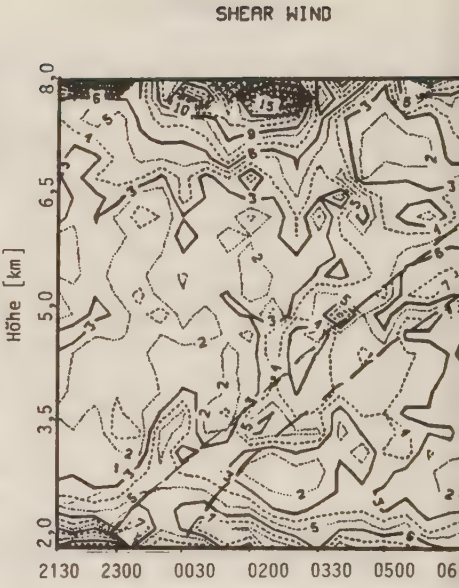
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.

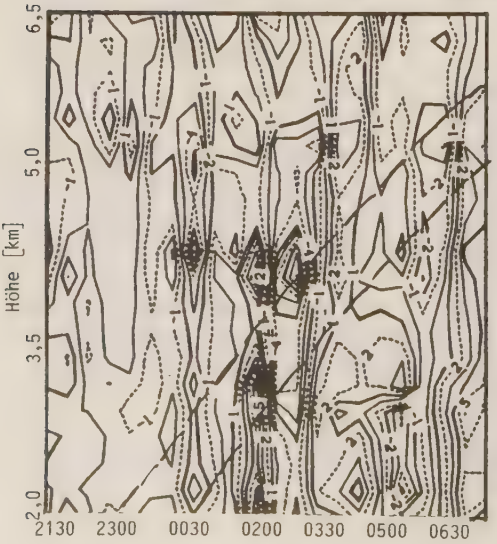


Abb. 5k:

3 Kaltfronten - kata

3.1 12./3.3.83, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

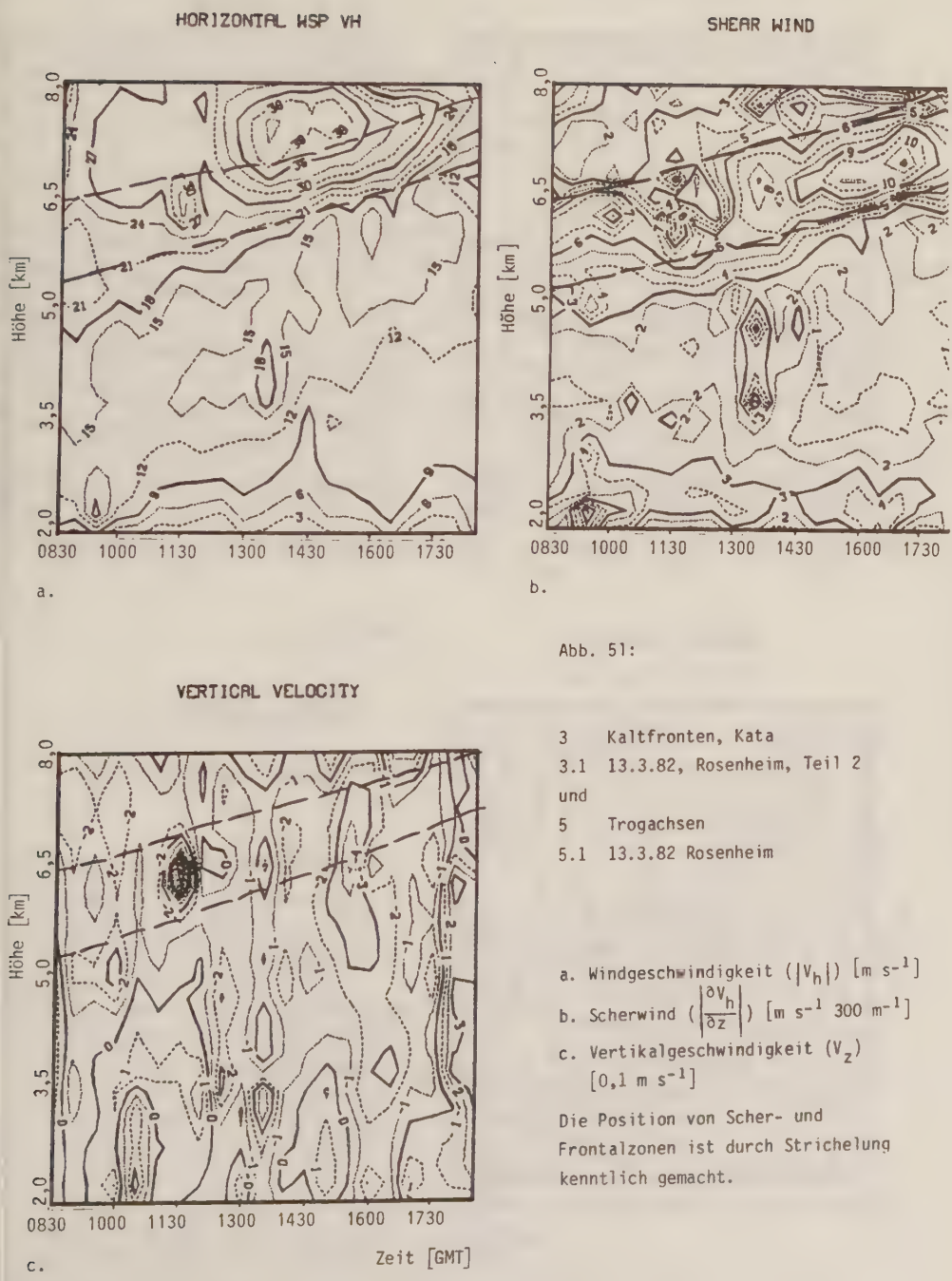


Abb. 51:

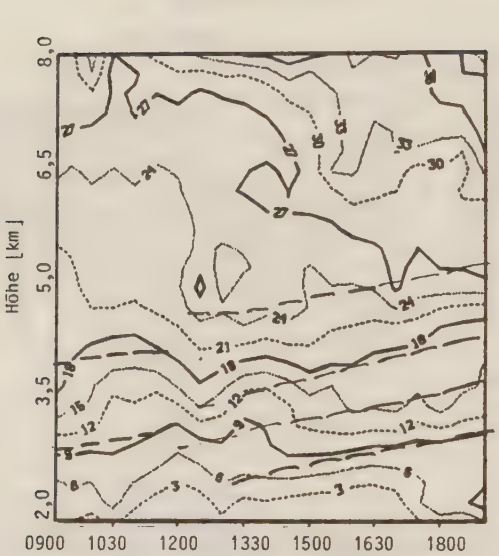
3 Kaltfronten, Kata
3.1 13.3.82, Rosenheim, Teil 2
und
5 Trogachsen
5.1 13.3.82 Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

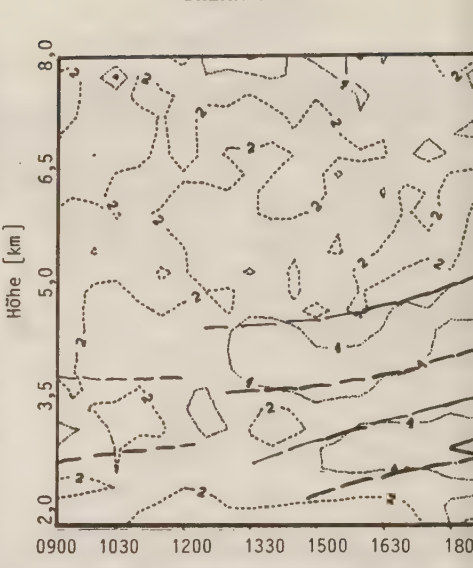
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

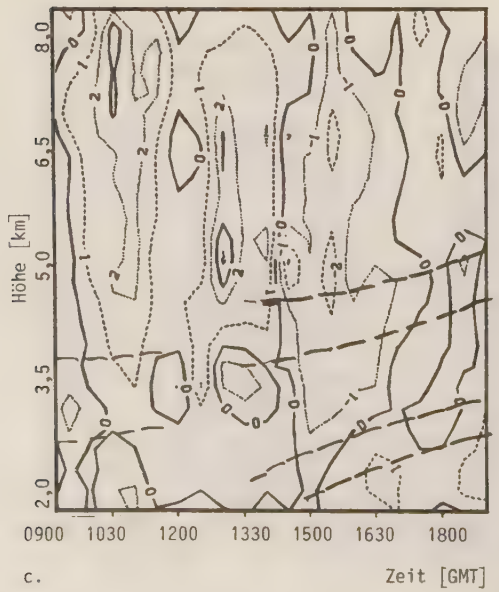
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.



c.

Abb. 5m:

3 Kaltfronten, ana

3.1 17.3.82, Rosenheim, Teil 1

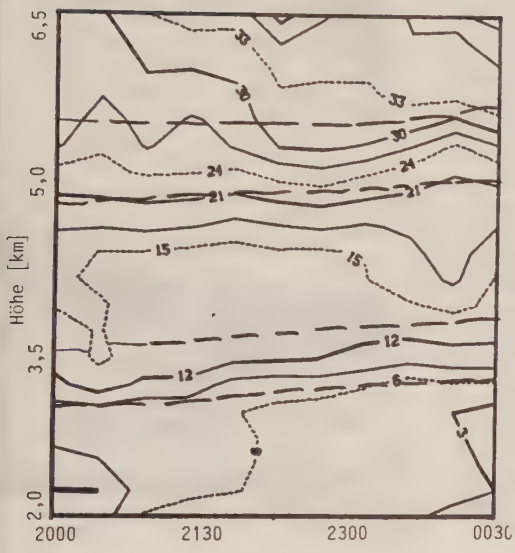
a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

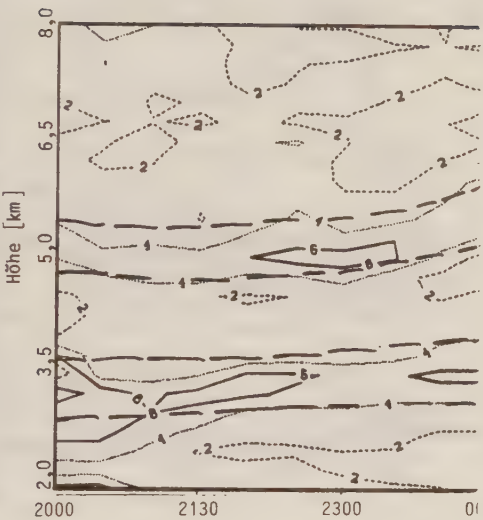
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

HORIZONTAL WSP VH



a.

SHEAR WIND



b.

VERTICAL VELOCITY

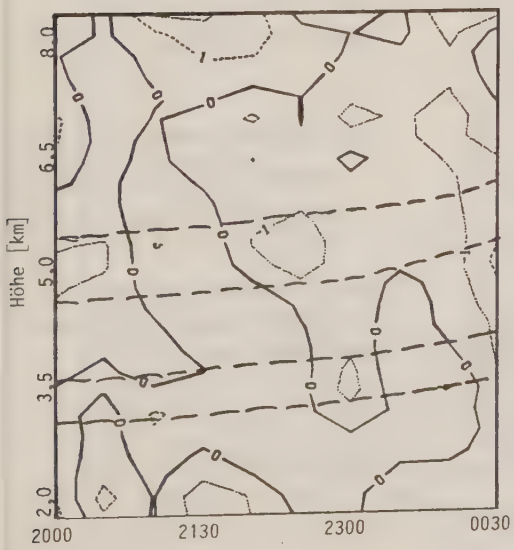


Abb. 5n:

3 Kaltfronten - ana

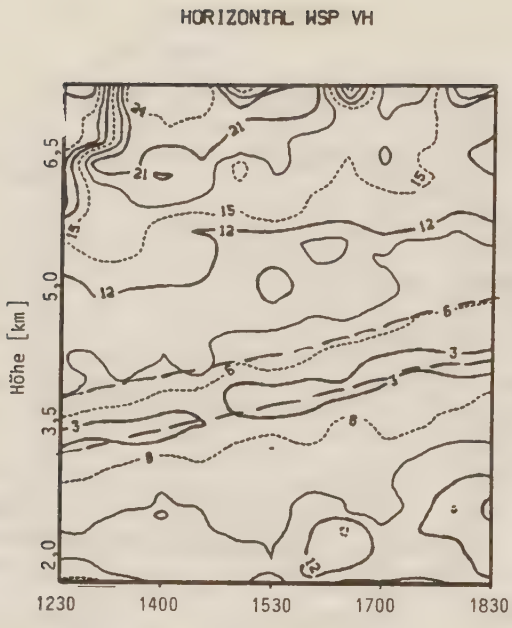
3.2 17./18.3.82, Rosenheim

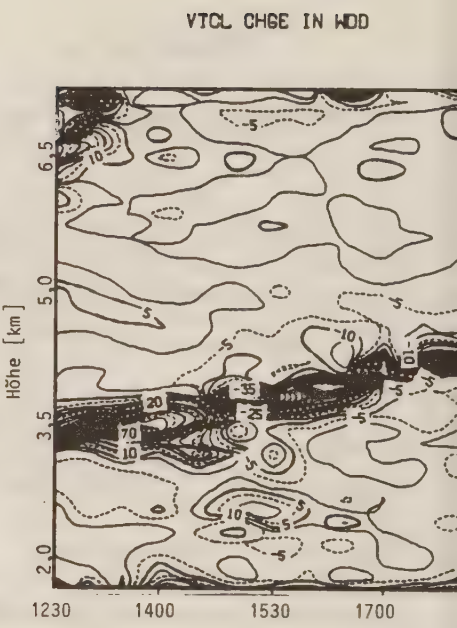
a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.





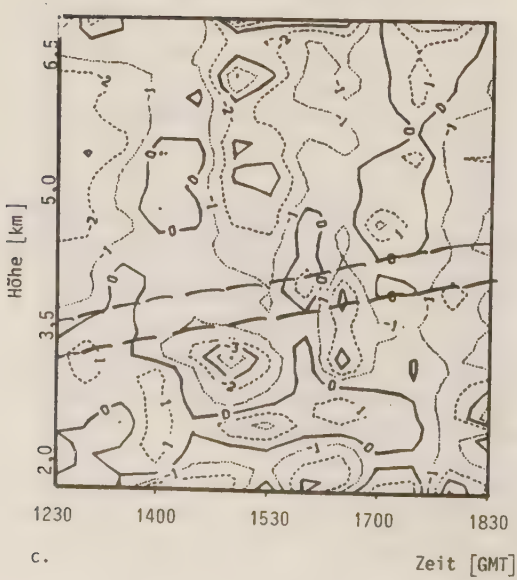


Abb. 5o:

3 Kaltfronten - schleifende

3.3 30.3.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

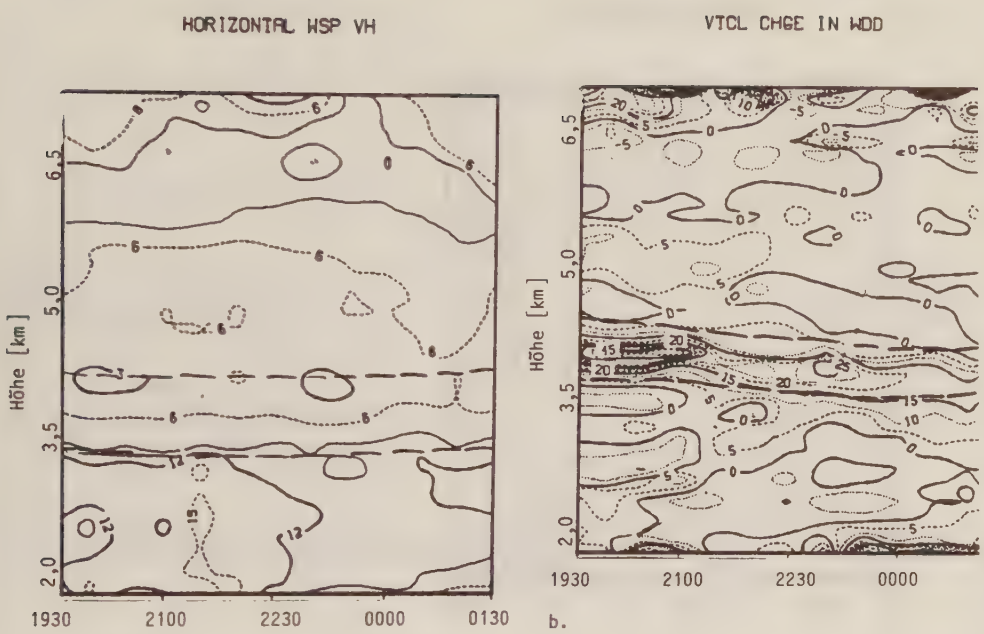


Abb. 5p:

3 Kaltfronten, schleifende
Teil 2

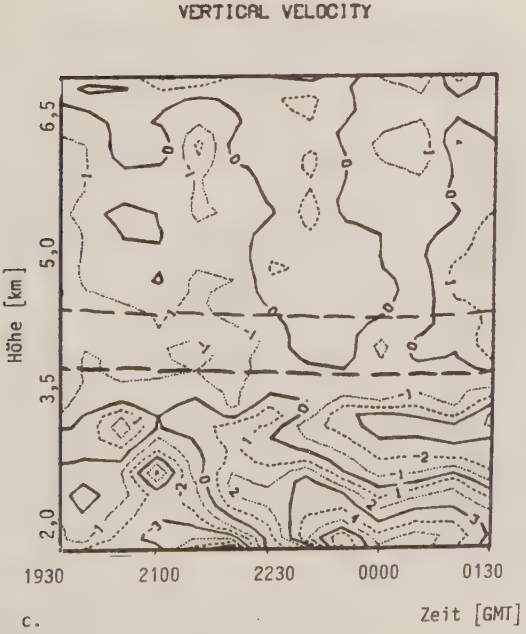
3.3 30./31.3. Rosenheim

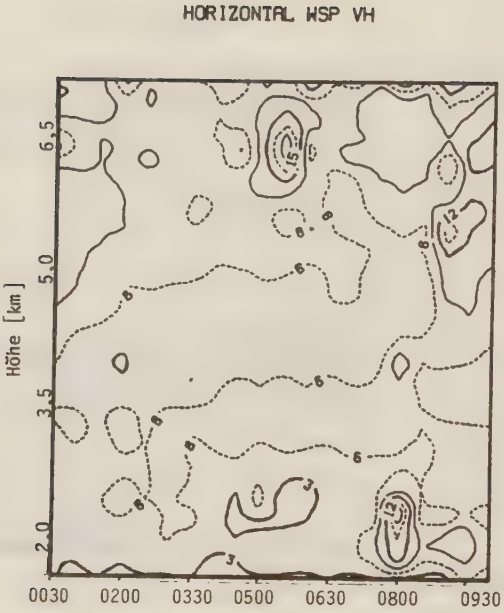
a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

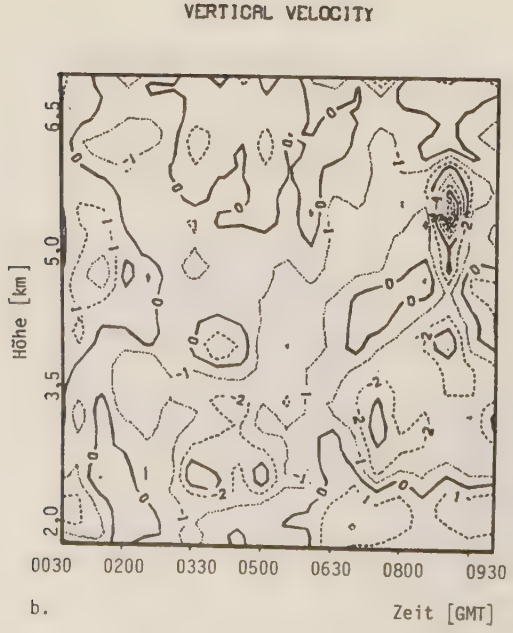
c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.





a.



b.

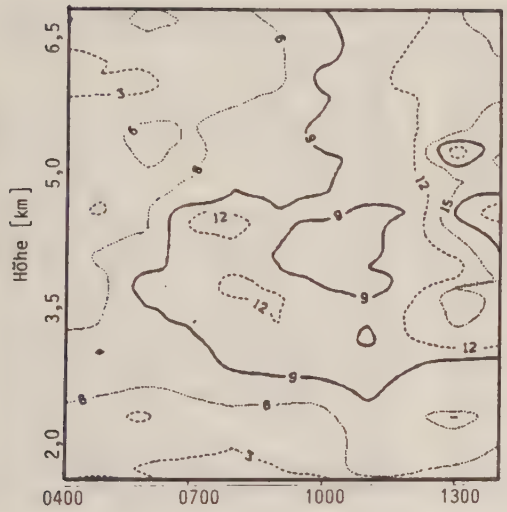
Abb. 5q:

3 Kaltfronten, kata

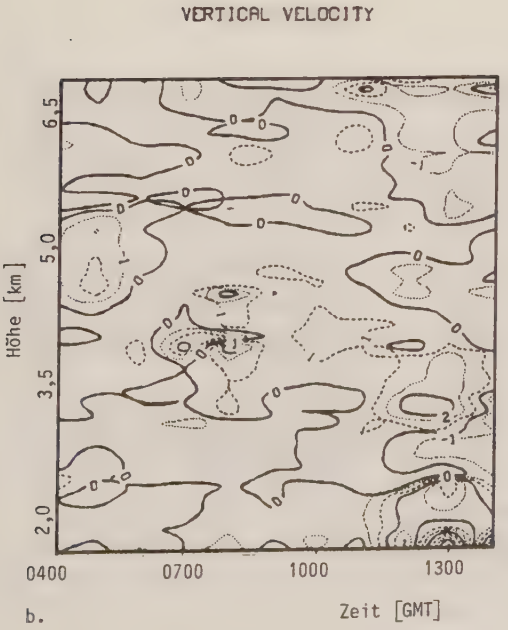
3.4 3.4.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]
c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.

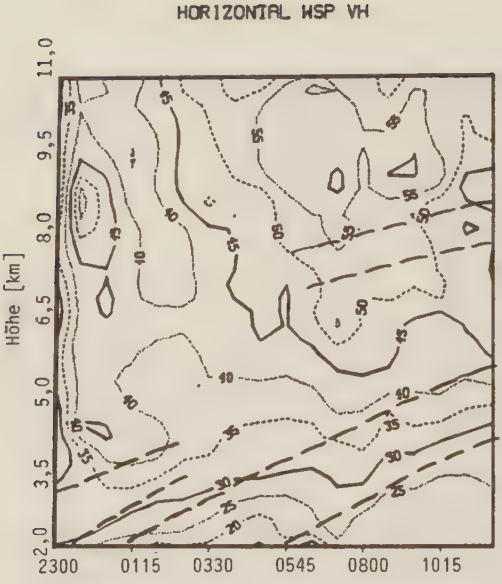
Abb. 5r:

3 Kaltfronten, Kata

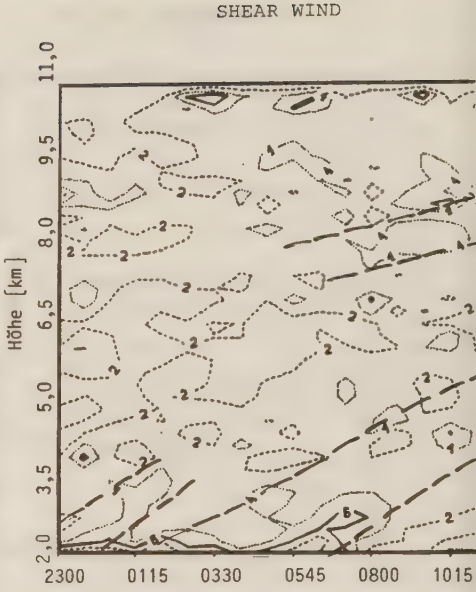
3.5 17.4.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]
c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

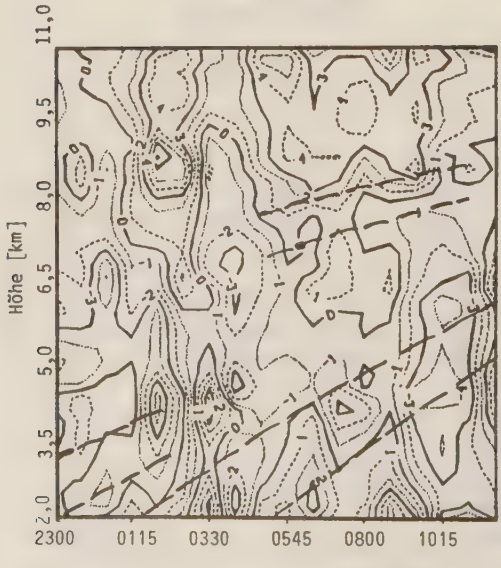
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.



c.

Abb. 5s:

3 Kaltfronten, ana

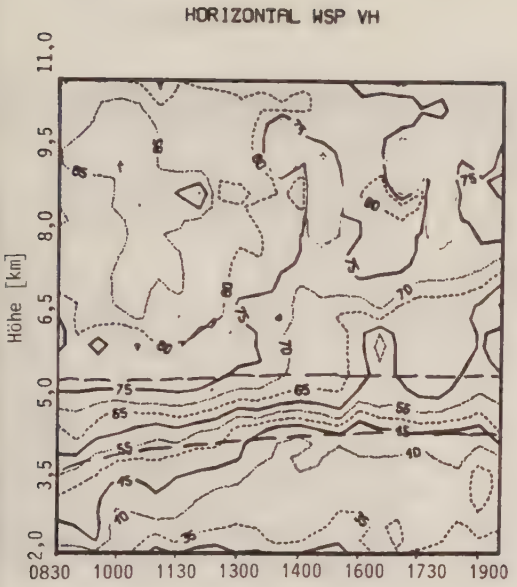
3.6 6./7.1., Bad Lauterberg

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

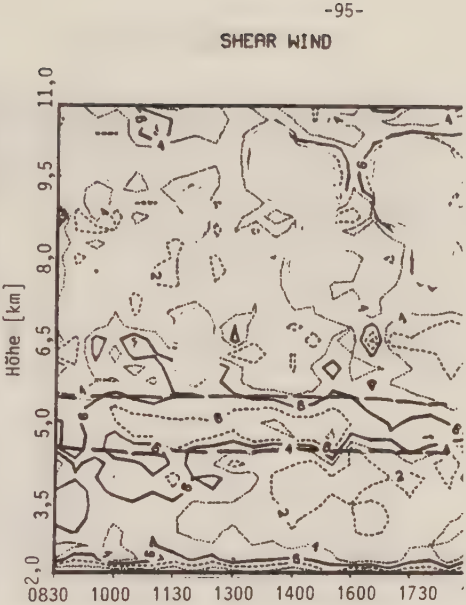
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

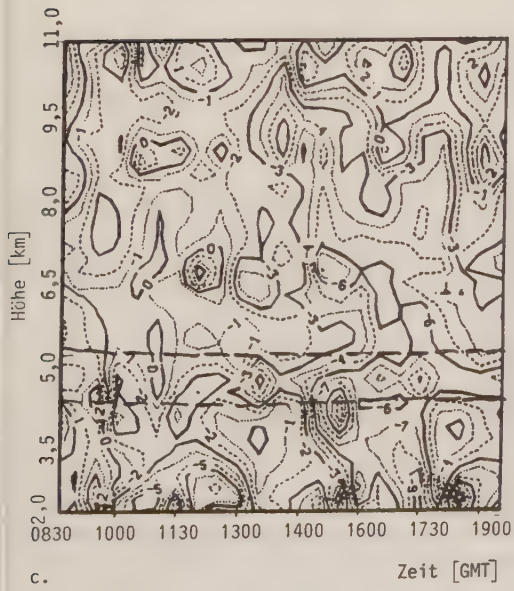
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.



c.

Abb. 5t:

3 Kaltfronten, Kata

3.7 18.1.83, Bad Lauterberg

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

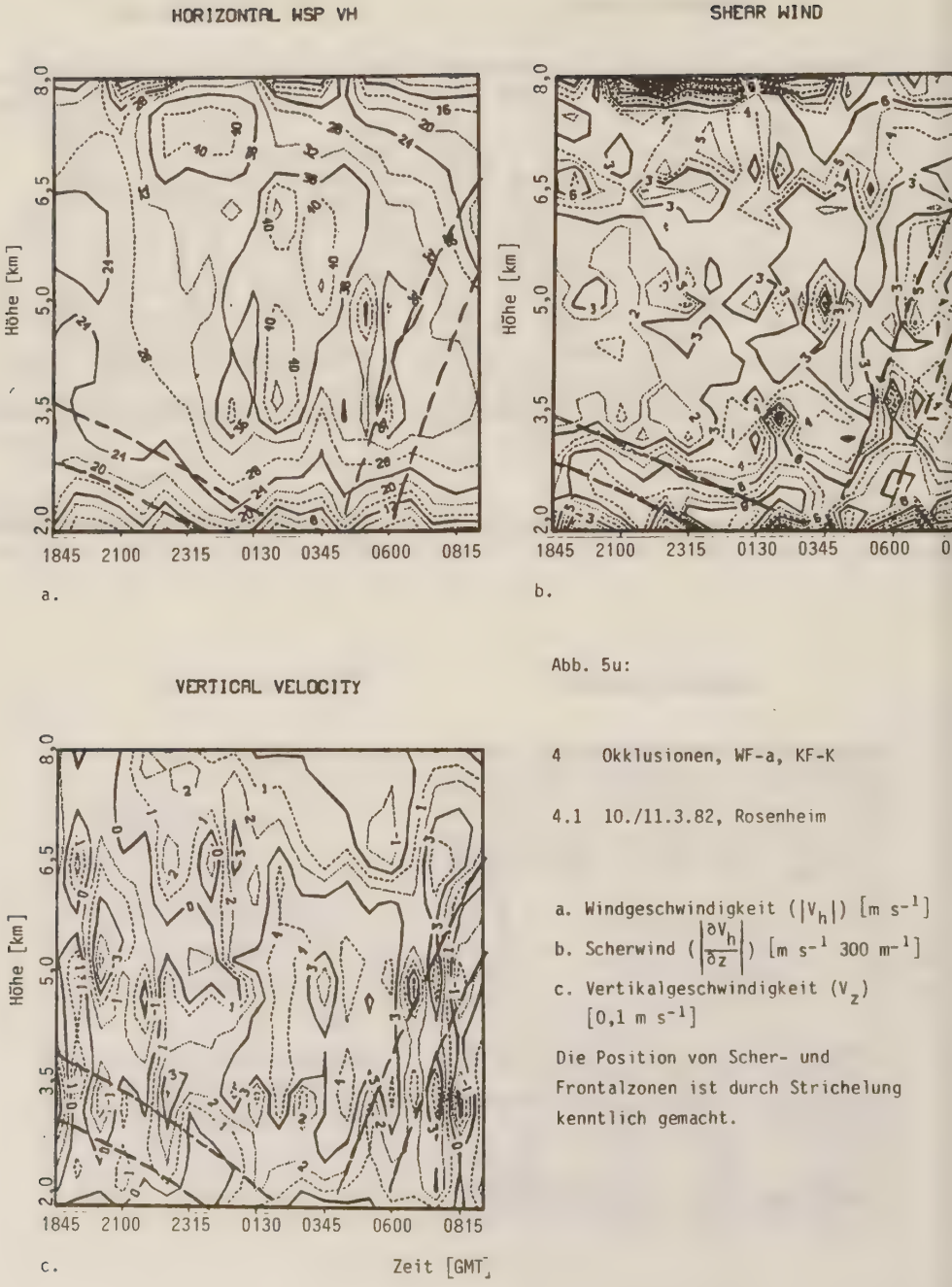


Abb. 5u:

4 Okklusionen, WF-a, KF-K

4.1 10./11.3.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

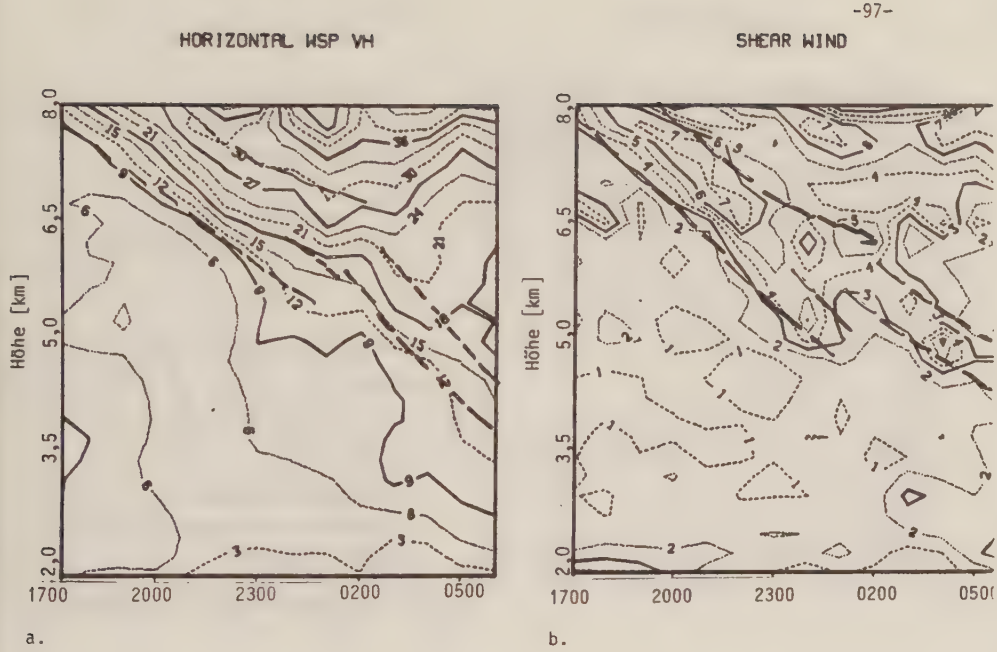
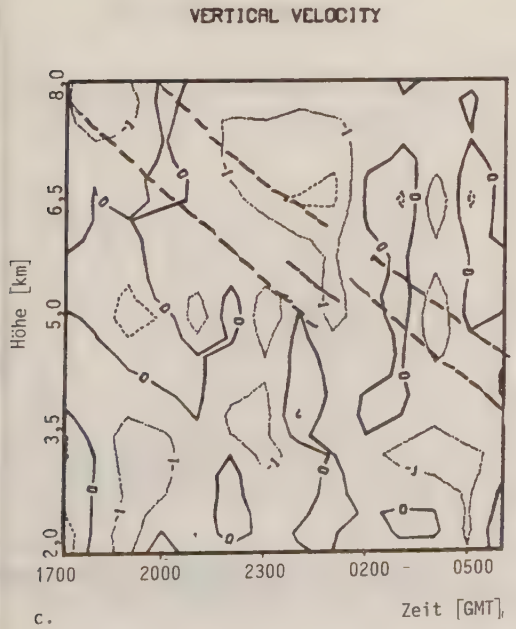


Abb. 5v:



4 Okklusionen - Warmfrontvorderseite

4.2 19./20.3.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

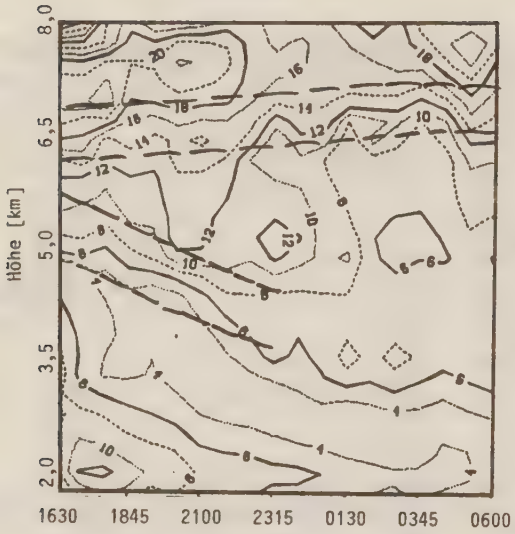
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

Abb. 5w:

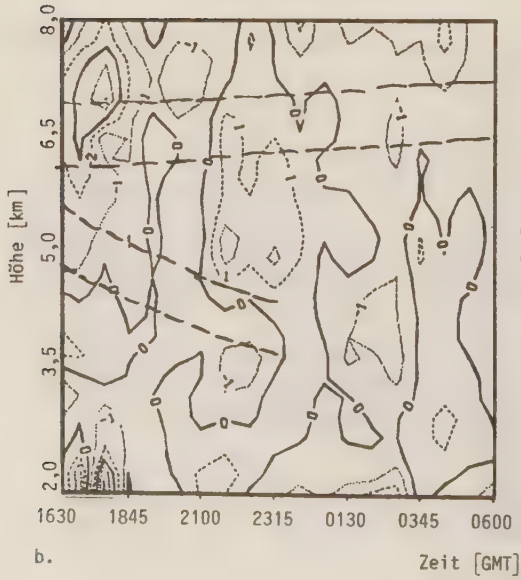
4 Okklusion,
letzte Annäherungsphase
4.2 20./21.3. Rosenheim, Teil 3
und
5 Trogachsen, Passage
5.2 20./21.3. Rosenheim, Teil 2

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]
c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

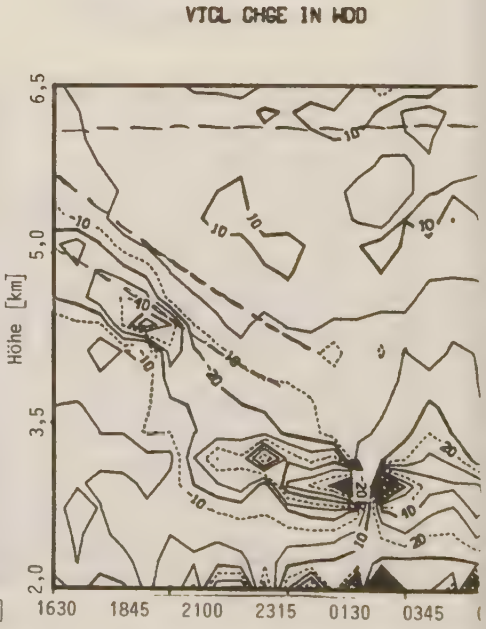
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.

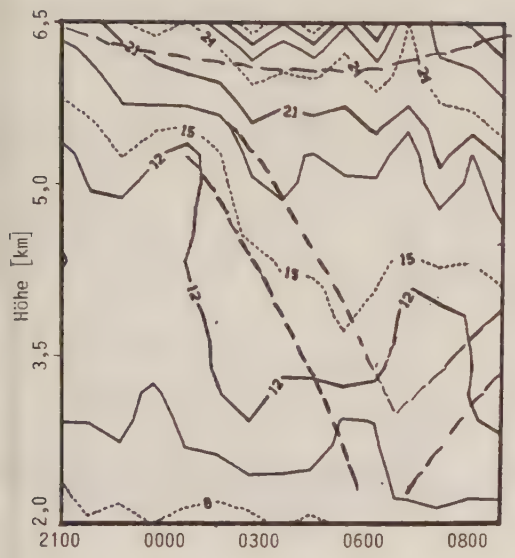


b.



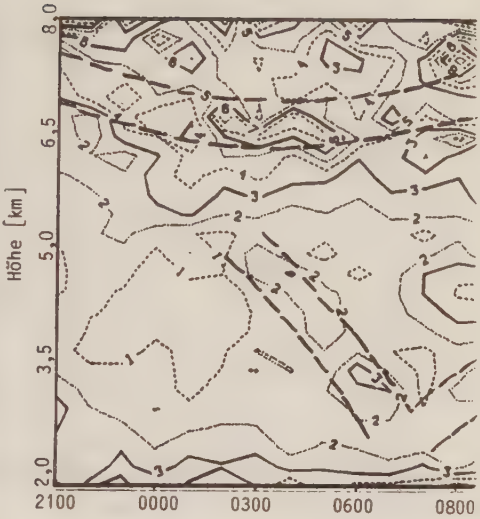
c.

HORIZONTAL WSP VH



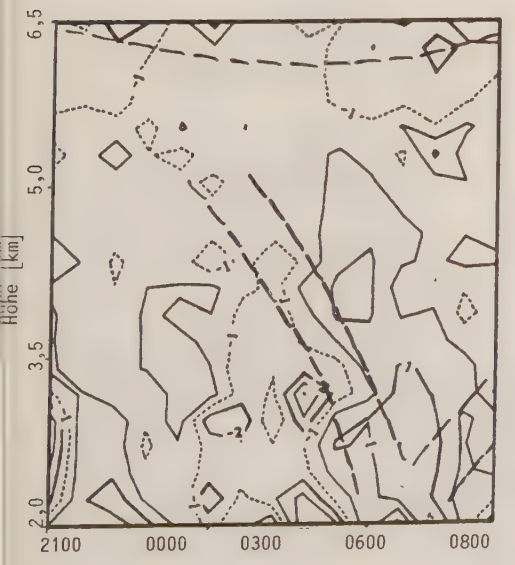
a.

SHEAR WIND



b.

VERTICAL VELOCITY



c.

Abb. 5x:

4 Okklusionen - schwach

4.3 21./22.4.82, Rosenheim

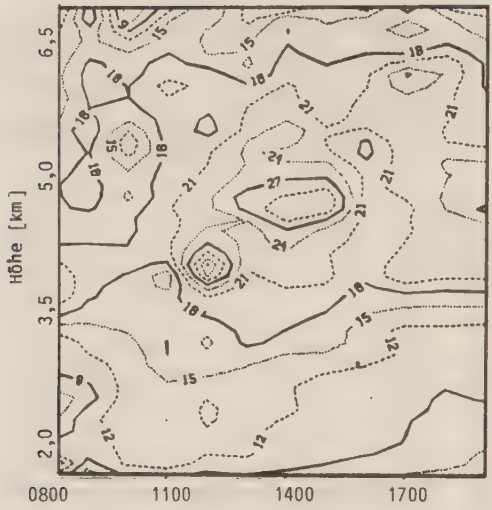
a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

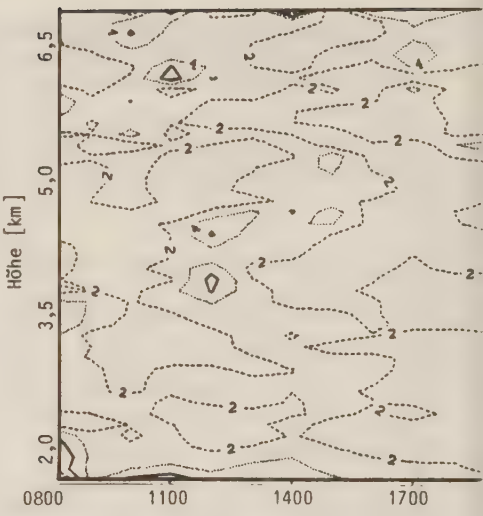
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

HORIZONTAL WSP VH



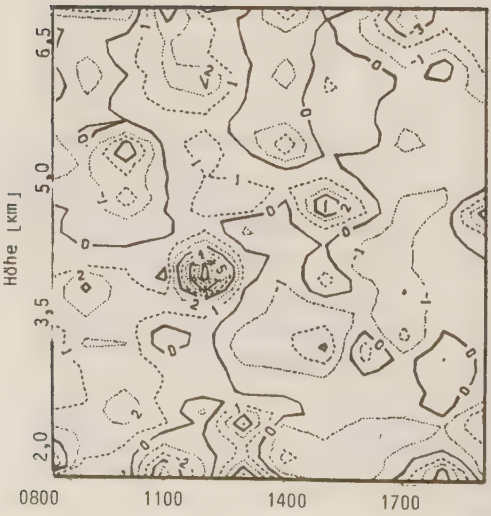
a.

SHEAR WIND



b.

VERTICAL VELOCITY



c.

Abb. 5y:

5 Trogachsen

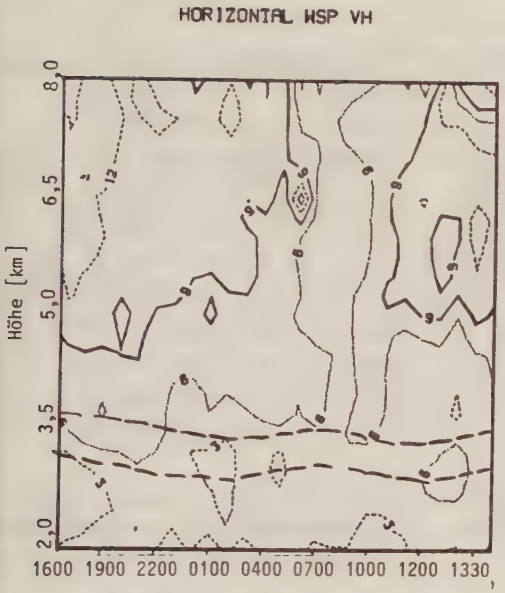
5.2 18.4.82, Rosenheim

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

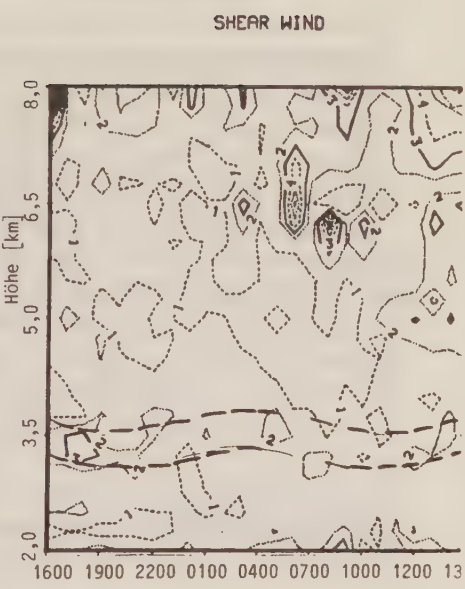
b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

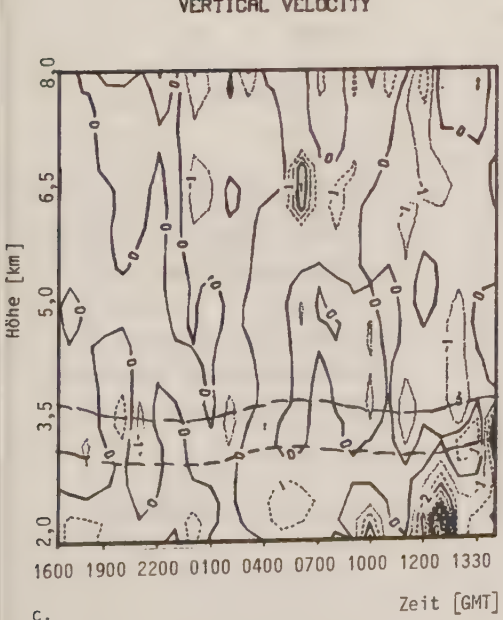
Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.



a.



b.



c.

Abb. 5z:

5 Trogachsen

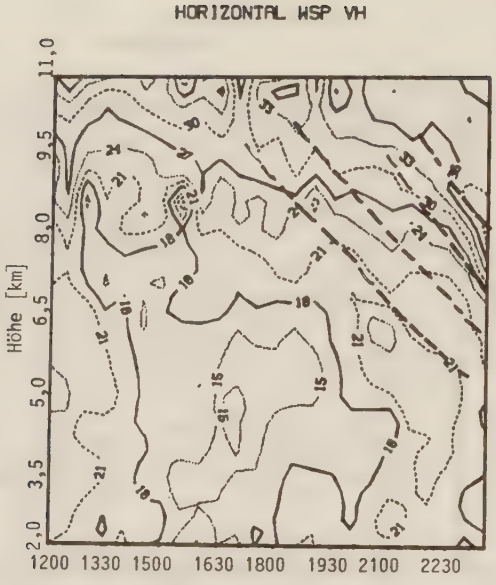
5.3 19./20.4.82, Rosenheim

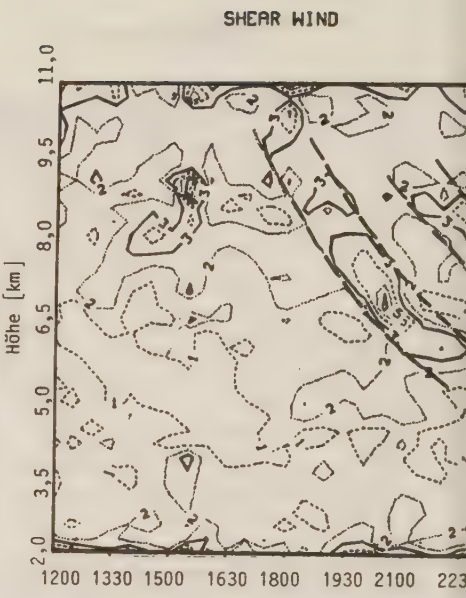
a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.





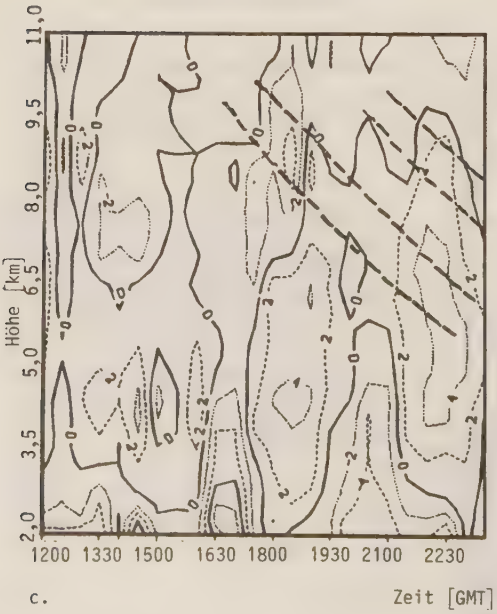


Abb. 5aa:

5 Andere

5.4 19.1.83, Bad Lauterberg

a. Windgeschwindigkeit ($|V_h|$) [m s^{-1}]

b. Scherwind ($\left|\frac{\partial V_h}{\partial z}\right|$) [m s^{-1} 300 m^{-1}]

c. Vertikalgeschwindigkeit (V_z) [0,1 m s^{-1}]

Die Position von Scher- und Frontalzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

Form von Karten des 850, 700, 500, 400, 300 hPa Niveaus, Zeitschnitte (resp. Raumschnitte) in Temperatur, Feuchte, pseudopotentieller Temperatur der jeweils nächstgelegenen Radiosondenstation (alle 6-12 Std.), Satellitenaufnahmen (1 x pro Tag), Wetterradarbeobachtungen (von ausgewählten Fällen), Regenschreiberdaten (von ausgewählten Fällen).

Die synoptischen Situationen zu den analysierten Fällen sind anhand der 850 hPa Karten in Abb. 3a-3z wiedergegeben und die Zeit resp. Raumschnitte in Abb. 4a-4m. Die 850 hPA Karten stellen Kopien der vom Deutschen Wetterdienst (DWD) veröffentlichten 850 hPa Karten dar, in die zusätzlich Frontensymbole und Isothermen eingetragen wurden, die den 850 hPa Analysen der Berliner Wetterkarte folgen. Die VHFR Beobachtungen des Horizontal- und Vertikalwindfeldes sowie des Scherwindes sind in Abb. 5a-aa gezeigt.

Die Analyse des vorliegenden Materials hat ergeben, daß an den frontalen Wettersystemen in einigen Fällen die eingangs aufgeführten geordneten mesoskaligen Strukturen aufgetreten sind. Diese Strukturen werden nun definiert und analysiert.

1. Präfrontale Kaltluftschübe (PFKS)

Definition:
Ein präfrontaler Kaltluftschub (engl.: pre-frontal cold surge) ist ein Hinweggleiten von Kaltluft in der Höhe über die Bodenposition der Kaltfront hinaus in den Warmsektor einer Zyklone hinein. Die Folge ist Destabilisierung der Luft meist in der unteren und mittleren Troposphäre und ggf. die Ausbildung von konvektiven Niederschlägen, die häufig eine geordnete, bandartige Struktur annehmen.

Literatur:
An Okklusionen: z.B. Kreitzberg (1964); Kreitzberg (1968; Kreitzberg und Brown (1970); Hobbs (1982)
An Kaltfronten: z.B. Omoto (1965); Browning and Monk (1982); Hobbs (1982)

Beobachtungsmaterial:
Es wurden zwei Beispiele mit dem VHFR beobachtet:
a) 2./3.4.82; Rosenheim
b) 5./6.4.82; Rosenheim.

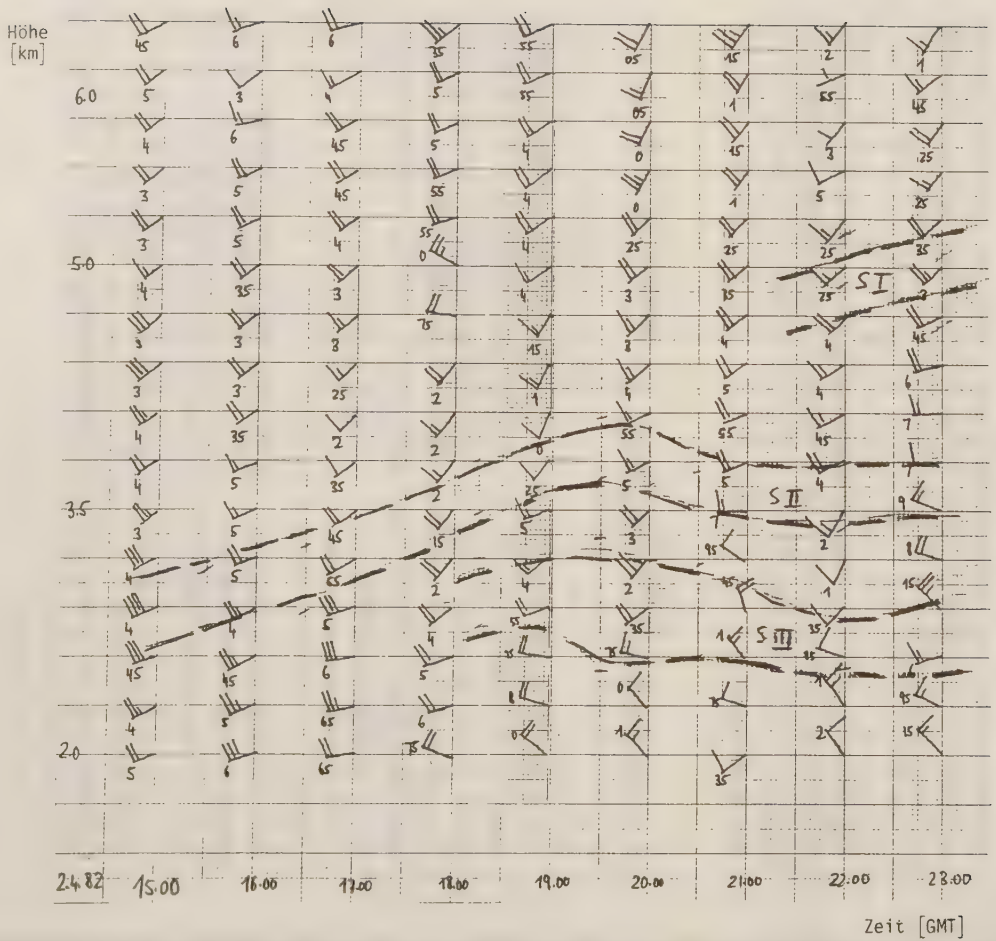


Abb. 6a:
Windfeld im Bereich präfrontaler Kaltluftschübe am 2.4.82

Die Position der Scherzonen ist durch Strichelung kenntlich gemacht.

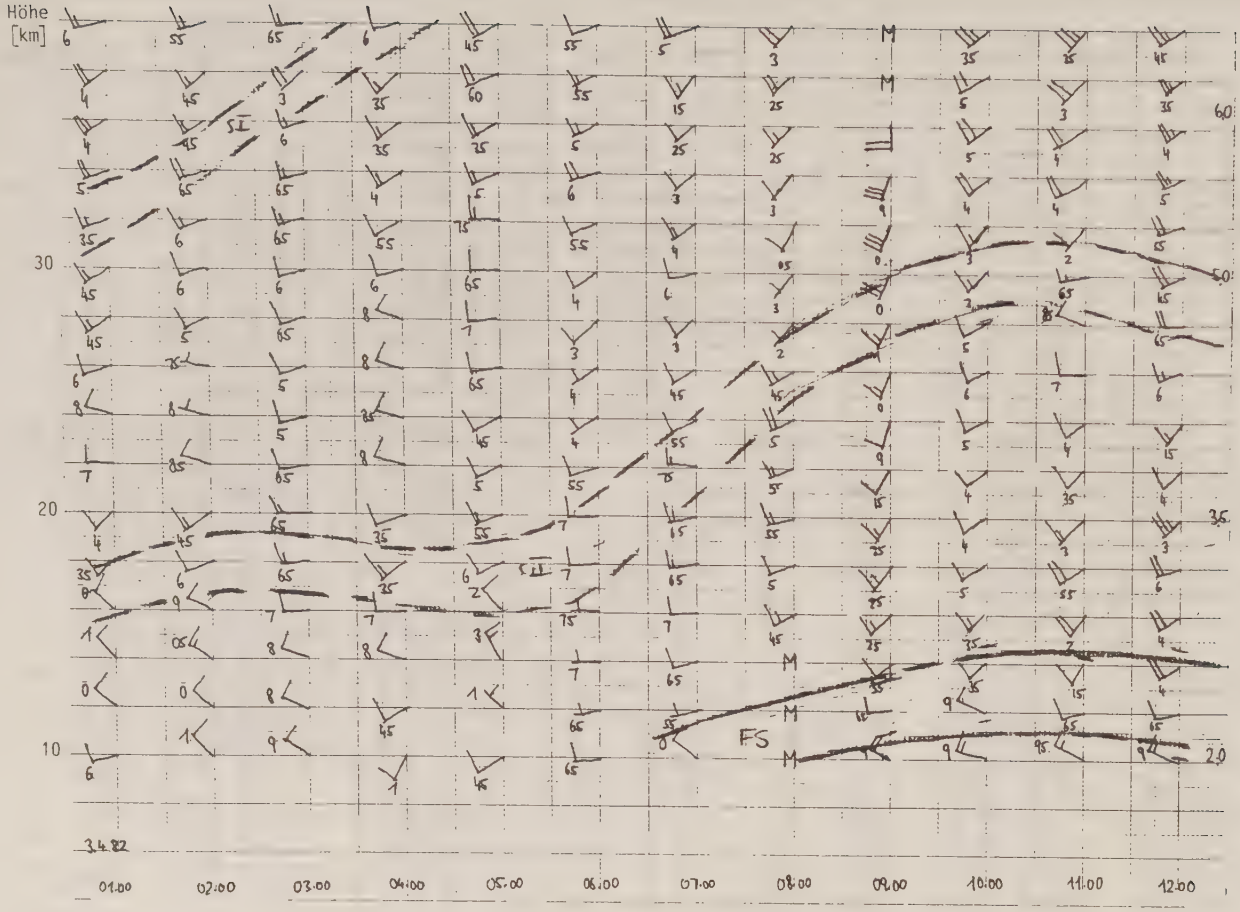


Abb. 6b:
Wie bei 6a

Die Position der Frontschicht ist durch doppelt durchgezogene Linien kenntlich gemacht.

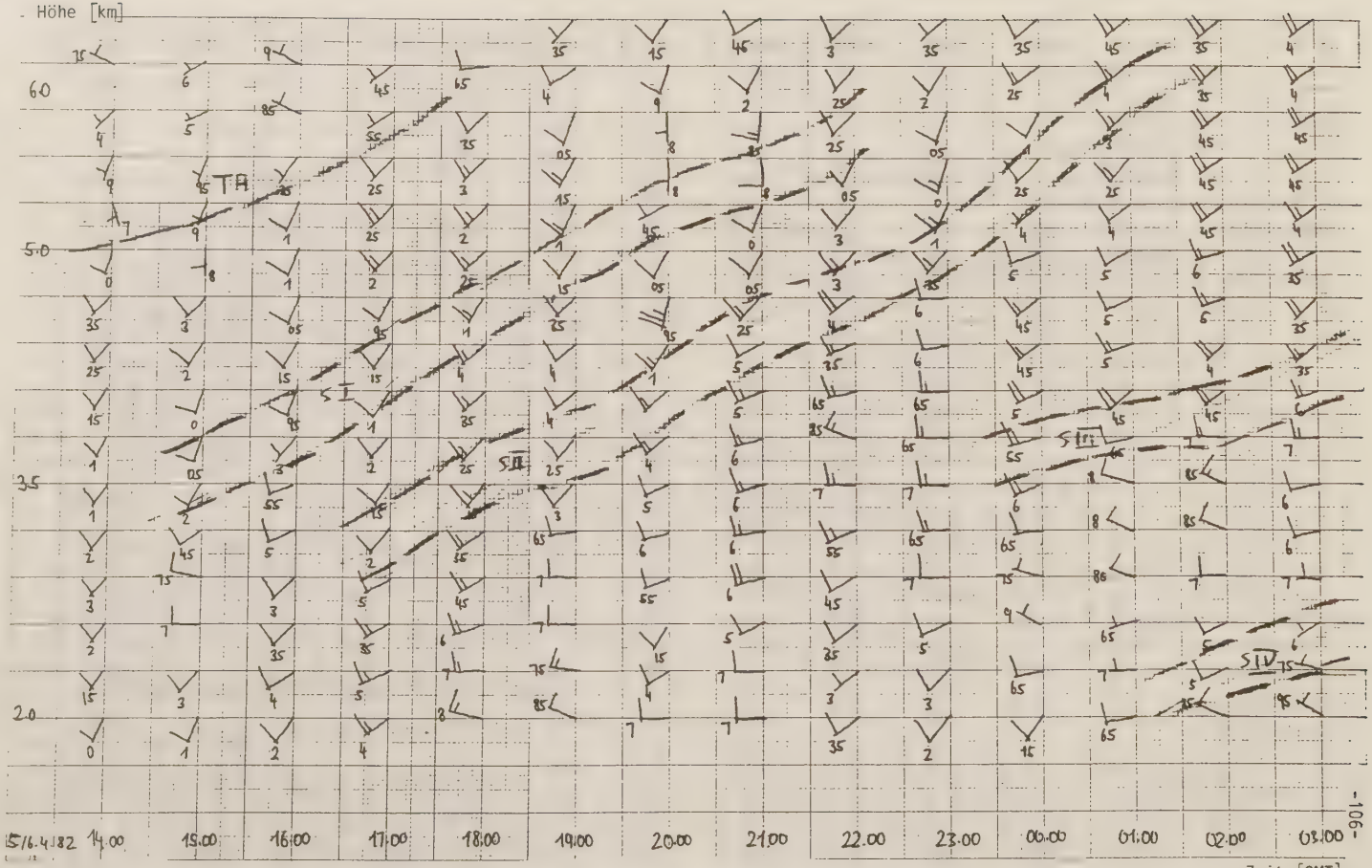


Abb. 6c: Wie bei 6a; Strichelung zwischen 5,0 und 6,0 km (1400 und 1800) markiert die Position einer alten Trogachse.

Kurzbeschreibung der synoptischen Situationen:

(a) 0000 GMT am 3.4.82
Rosenheim befand sich unmittelbar vor einer von Frankreich nach Osten wandernden Kaltfront im Bereich feucht-warmer Luft, die in der mittleren und unteren Troposphäre feucht-labil geschichtet war (s. Abb. 4f; Zeitschnitt von München sowie Abb. 3m.

(b) 0000 GMT am 6.4.82
Rosenheim befand sich vor einer über Frankreich angelangten Kaltfront im Bereich von Warmluft, die im unmittelbaren präfrontalen Bereich feucht-labil geschichtet war (s. Abb. 4g), Zeitschnitt von München sowie Abb. 3k und 3o.

VHFR-Daten:
Der zeitliche Verlauf von $\vec{V}_h$ ist für beide Beispiele in Abb. 6a-c wiedergegeben.

In beiden Fällen treten zwei mesoskalige Windsysteme auf, die die Definition einer Scherzone erfüllen. Im Bereich dieser Scherzonen erfolgt eine Rückdrehung des Windes mit der Höhe, die auf Kaltadvektion hindeutet.

Ergebnisse:
Im Bereich von PFKS kommt es zur Ausbildung von Scherzonen im $\vec{V}_h$-Feld, die der Hauptkaltfront in der Höhe bis zu 12 Std. vorauseilen können. Eine Überlagerung in der Höhe von zwei dieser Scherzonen ist beobachtet worden. Der Abstand in der Vertikalen beträgt 1,0 - 1,5 km. Die Neigung dieser Scherzonen variiert. Sie kann zeitlich gesehen mit der Höhe:

(1) konstant bleiben
(2) abnehmen
(3) zunehmen.

in Abhängigkeit von der Art und Weise, wie sich die Höhenkaltluft voran bewegt. Die Neigung entspricht aber immer der einer Kaltfront.
Die Höhenkaltfront kann sich also in einer Serie von Pulsen (s. eingangs

zitierte Literatur) über die Bodenposition der KF hinwegbewegen von denen jeder in einer von der vertikalen Struktur des Temperaturfeldes abhängigen Höhe zu einer Scherungszone im $\vec{\nabla}_h$-Feld führt.

Diskussion:
Seit 1964 (Kreitzberg, 1964) ist bekannt, daß PFKS zu einer Destabilisierung der Luft vor der Position der Kaltfront an Okklusionen und an Kaltfronten (z.B. Browning und Monk, 1982) führen kann. Diese Destabilisierung kann die Bildung von Schauern oder konvektiv verstärkten Niederschlagsbändern im Mesoscale verursachen. Die hier vorliegenden Beobachtungen gestatten zum ersten Mal im Mesoscale die Analyse von Wind- und Vertikalbewegungsfeldern im Bereich von PFKS über Mitteleuropa. Es hat sich gezeigt, daß die PFKS im Windfeld als markante Scherzonen heraustreten, in deren Bereich der Wind - wie in einer Kaltfront - rückdreht. Die Vertikalgeschwindigkeit zeigt ein oszillatorisches Verhalten (s.a. die Analyse der Periodizitäten im Anschluß) im Bereich der feuchtstabilen Schichtung.

2. Linienhafte Konvektion (LK) hinter Kaltfronten

Definition:
Bei linienhafter Konvektion hinter Kaltfronten handelt es sich um Konvektionsprozesse, die hinter einer Kaltfront in der Kaltluftmasse auftreten und in der Horizontalen eine geordnete, oft linienhafte Struktur aufweisen.

Literatur:
Bandartige, konvektive Niederschlagsbänder: z.B. Bennets u. Ryder, 1983
Hobbs, 1982
Polartief (als geordnetes, mesoskaliges System hinter Kaltfronten):
z.B. Harrold and Browning, 1969; Reed, 1979; Rasmussen, 1981; Mullen (1982)
und eingangs zitierte.

Beobachtungsmaterial:
Linienhafte Konvektion hinter Kaltfronten wurde anhand von Satellitenaufnahmen identifiziert (Abb. 7a und 7b).

Abb. 7a: Satellitenaufnahme im sichtbaren Bereich, NOAA7, Umlauf 3714 v. 13.3.82, 1330 GMT. Mit freundlicher Genehmigung der Abt. Meteorologische Satellitenforschung des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin.

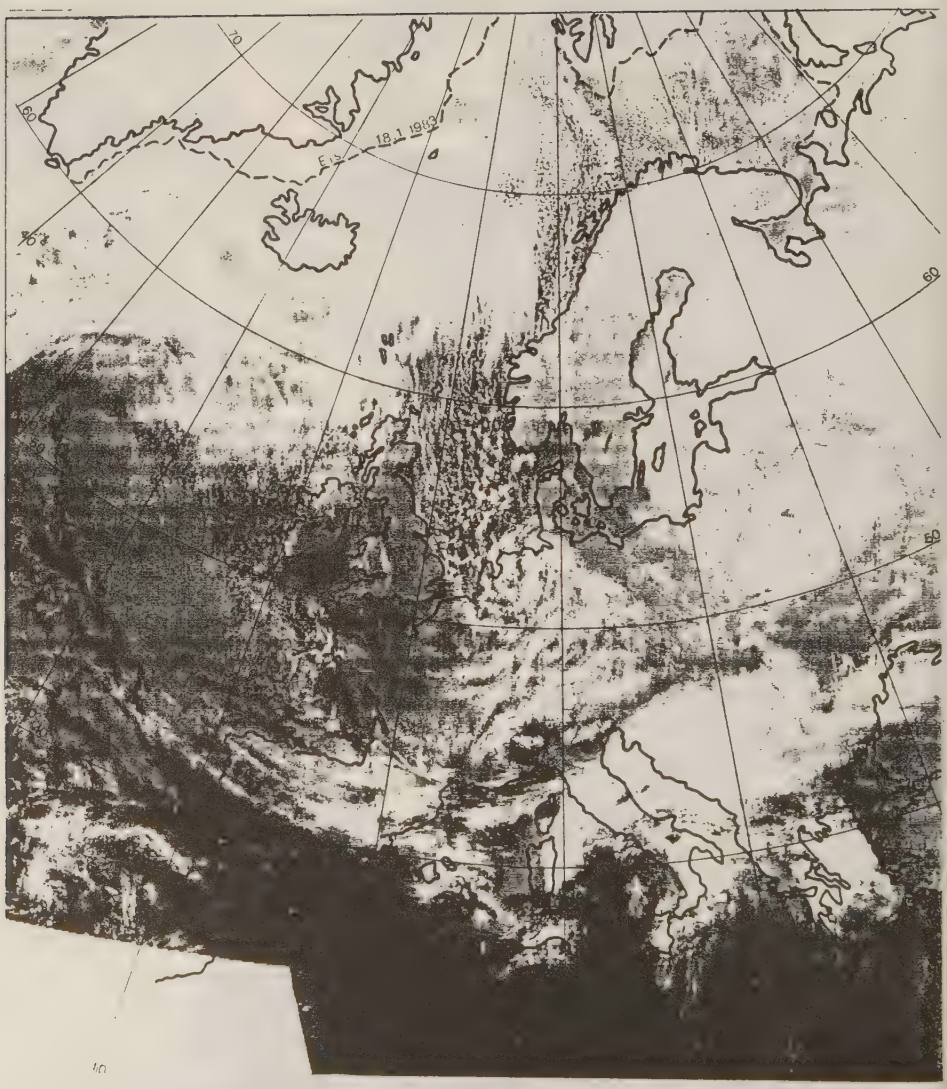


Abb. 7b: Satellitenaufnahme im infraroten Bereich, NOAA7, Umläufe 8118-8120 v. 19.1.83, 1149-1525 GMT. Mit freundlicher Genehmigung der Abt. Meteorologische Satellitenforschung des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin.

Es wurden zwei Beispiele mit dem VHFR beobachtet:

(a) 13.3.82; Rosenheim

(b) 19.1.83; Lauterberg

Kurzbeschreibung der synoptischen Situation:

(a) 13.3.82 1200 GMT

Rosenheim befand sich hinter der Bodenposition einer FKL im Bereich einer 5-6 km mächtigen Kaltluftmasse (s. Abb. 4a; Zeitschnitt von München) die in der unteren Troposphäre leicht feucht-labil geschichtet war. Die Position der LK ist aus der Satellitenaufnahme in Abb. 7a ersichtlich; die synoptische Situation aus Abb. 3a sowie aus dem Schnitt 4a.

(b) 19.1.83 1200 GMT

Lauterberg befand sich hinter der Bodenposition einer FKL im Bereich einer ca. 8 km mächtigen Kaltluftmasse (s. Abb. 4m; Zeitschnitt von Hannover), die in der unteren Troposphäre leicht feucht-labil geschichtet war. Die Position der LK ist aus der Satellitenaufnahme in Abb. 7b ersichtlich; die synoptische Situation aus Abb. 3p sowie aus dem Schnitt 4m.

VHFR-Daten:

Der zeitliche Verlauf von $\vec{V}_h$ ist für beide Beispiele in der Abb. 8a und 8b wiedergegeben. In beiden Fällen tritt ein mesoskaliges Windsystem auf, das die Definition einer Warmachse erfüllt.

Ergebnisse:

In beiden Fällen koinzidiert die LK mit einer Warmachse, die sich in den Windprofilen in (a) bis in 3,5 km und in (b) bis in 5,0 km Höhe verfolgen läßt. Diese Warmachse ist ebenfalls in den Karten des 850, 700 und 500 hPa Niveaus sowie in den Schichtdickekarten 700/1000, 500/1000 und 500/700nachweisbar (hier nicht abgebildet).

Folgende Aussagen können jetzt über diese Störung abgeleitet werden:

(1) Geringe vertikale Mächtigkeit ≈ 1/2 der Kaltluftschicht,

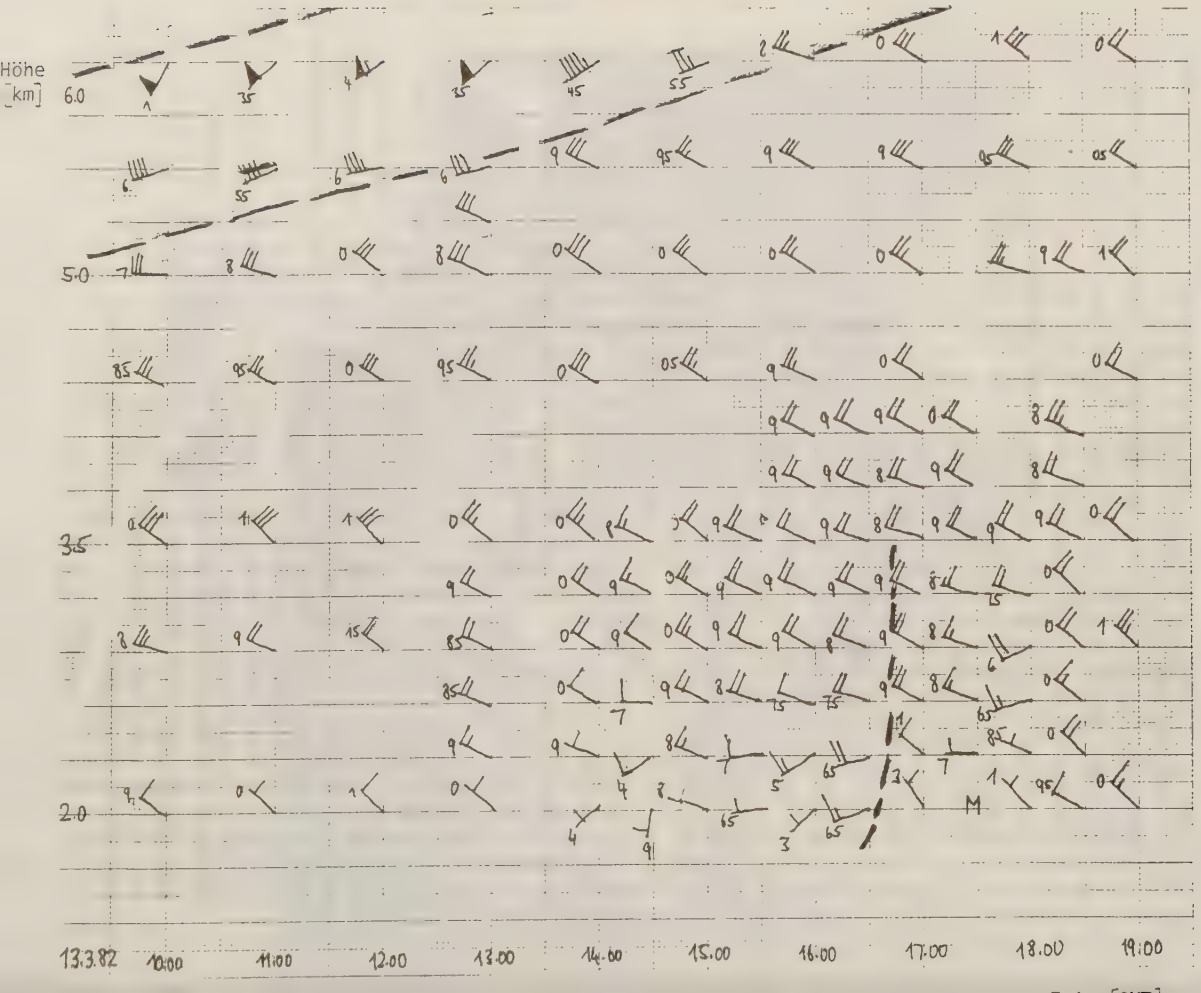


Abb. 8a:
Windfeld im Bereich linienhafter Konvektion innerhalb einer Kaltluftmasse am 13.3.82

Die Achse der wärmsten Luft ist einfach gestrichelt, die Lage der Hauptfrontalzone doppelt gestrichelt.

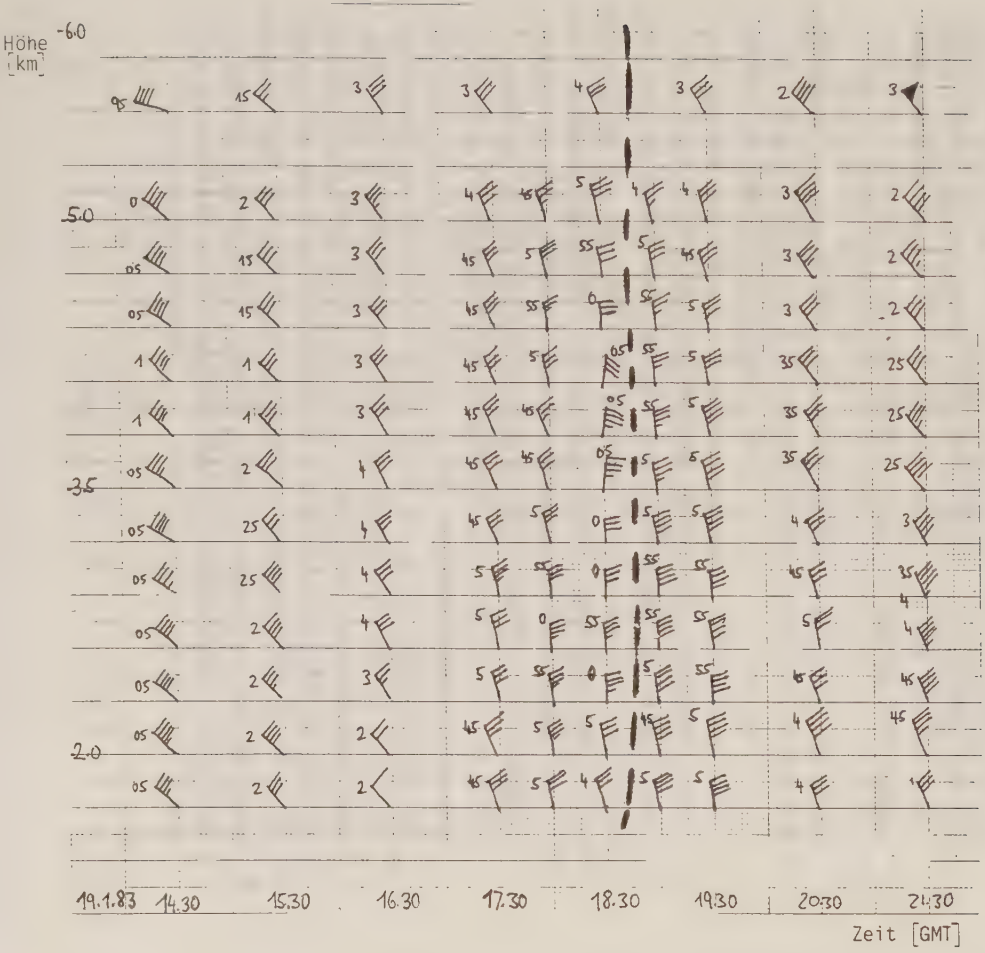


Abb. 8b:
Wie bei 8a, jedoch für den 19.1.83

(2) Geringe vertikale Windgradienten oberhalb der Grenzschicht,
(3) Störung stellt eine Warmachse innerhalb der Kaltluft dar.

Wolkencluster und Störungen hinter Kaltfronten tief in der Polarluft sind schon häufig analysiert worden (z.B. Reed, 1979; Rasmussen, 1979, 1981; Mullen, 1982; Bennets und Ryder, 1983). Dabei zeichnete sich ab, daß es zwei Typen dieser 'Polartiefs' gibt, nämlich (1) kommaartige Wolkenformationen an der kalten Seite der Polarfront, die gelegentlich Vorticity-Advektion für eine Welle an der Polarfront bereitstellen und "explosive Zyklogenese" (Sanders und Guyakum, 1980; Mullen, 1983) oder 'instant occlusion' (Reed, 1979) verursachen können und (2) Wolkencluster weit hinter der Frontalzone innerhalb der Kaltluft, die einen warmen Kern aufweisen und von Rasmussen (1981) durch einen CISK- oder CSI Mechanismus (Bennets und Ryder, 1983) erklärt worden waren. Ganz offensichtlich gehört dieses 'Polartief' dem zweiten, warmen Typus an, da sich aus den Radarwinddaten Warmadvektion vor der Trogachse ableiten läßt.

Anhand der Satellitendaten läßt sich dieses Wolkencluster bis in das Seegebiet südlich von Island zurückverfolgen, wo es sich bereits am 10. und 11.3. im Bereich der in den Vortagen herangezogenen und dort verwirbelten Zyklonen gebildet hat. Erst hinter der am 12. und 13. über dem südlichen Nordmeer liegenden und mehr nach Süden austrogenden Zyklone setzte sich dieses Cluster nach Süden in Bewegung, war am 12.3. vor der Nordwestspitze Irlands zu finden und am 13.3. vormittags über dem Kanal und Nordwestfrankreich. Rasmussens (1981) Analyse und auch die VHFR Daten lassen den Schluß zu, daß Systeme dieser Art einen warmen Kern aufweisen. Über den Entstehungsmechanismus sollen hier keine Aussagen gemacht werden; Rasmussen schloß aufgrund von Schichtdickeanalysen, die im Bereich dieser Cluster eine warme Struktur aufweisen, daß Freisetzten latenter Wärme in der heftigen Konvektion über dem warmen Wasser für den warmen Kern verantwortlich ist. Dieser Schluß ist hier nicht eindeutig zulässig, da die Konvektion im inneren Bereich einer okkludierten und sich langsam auflösenden Zyklone auftritt, um deren Kern also schon von vornherein warme Luft herumgeführt wurde, die in der Schichtdicke zu einer positiven Anomalie führt. Bei der Warmachse, die hier beobachtet wurde, kann es sich also auch um letzte Reste dieser ursprünglich bei Island gelegenen okkludierten Systeme handeln.

Im zweiten Fall zeigt die Analyse der Satellitenbilder, daß die Wolkencluster sich erst bei der Südverlagerung des Kaltluftkörpers über die Nordsee hinweg gebildet bzw. verstärkt haben.

Aus der Analyse der Aufstiege von Hannover und Schleswig vom 19.1.83 1200 GMT geht hervor, daß ein Luftpartikel, welches über dem relativ warmen Nordseewasser konvektiv ansteigt (Beispiel: Helgoland 1200 GMT: T: 4° C; T_D: 0° C) zwischen 850 und 700 hPa die größte Temperaturdifferenz zur Umgebung aufweist. Da Kondensation schon unterhalb von 900 hPa einsetzte ist auch schon von dieser Höhe ab mit dem Freisetzten latenter Wärme und Aufheizung der Luft in der unteren Troposphäre zu rechnen.

Es liegen hier also ähnliche Wind- und Stabilitäts-Bedingungen vor, die auch von Bennets und Ryder (1983) beim Auftreten von konvektiven Niederschlagsbändern in einer Kaltluftmasse beobachtet worden waren. Auf die Analyse dieser relativ kleinskaligen etwa 100 km durchmessenden Bänder wird im Rahmen der periodischen Strukturen näher eingegangen; zur Erklärung der "großmesoskaligen" Struktur des Clusters wird auf Rasmussen (1981, 1979) zurückgegriffen, der sie durch einen geordneten konvektiven Prozess (CISK) beschrieben hat.

Kleinere Bänder nach Bennets und Ryder (1983) würden dann nur eine Modifikation der 'groß-mesoskaligen' Struktur darstellen.

In diesem zweiten Beispiel handelt es sich also offenkundig um LK die durch Labilisierung von Kaltluft über dem relativ warmen Wasser verursacht worden ist. Die beobachtete Struktur beider Systeme über Land, zur Zeit ihrer Passage an der VHFR Station, war jedoch sehr ähnlich

Diskussion:
Die Analyse der VHFR Wind- und Vertkalgeschwindigkeitsdaten, aber auch diejenige der Standard Boden- und Höhenkarten hat ergeben, daß linienhafte Konvektion hinter Kaltfronten gegenüber der sie umgebenden Atmosphäre eine Warmachse darstellt. Als Ursache für diese Warmachse kann in einem Fall das Freisetzen latenter Wärme angenommen werden, im anderen Fall möglicherweise nur die Translation einer prä-existenten Warmachse, die zu einem akklodierten Tiefdruckwirbel gehörte.

Die Vertikalbewegungsfelder zeigen in der Umgebung dieser Achsen bei Feuchtlabilität ein schwach oszillatorisches Verhalten, das jedoch im Bereich der Achse selbst unterbrochen ist (s.a. nachfolgende Analyse der Periodizitäten). Dies deutet darauf hin, daß die großmesoskalige linienhafte Konvektion und die u.U. mit den Oszillationen im Zusammenhang stehende kleinskalige bandartige (Bennets u. Ryder, 1983) voneinander unabhängig existieren können. Die kleinskalige könnte dann ggf. eine Modifikation der größerskaligen darstellen, oder eine 'Clusterung' der kleinerskaligen könnte zur Formierung der größerskaligen führen.

3. Kurzwellige Höhentröge hinter Kaltfronten

Definition:
Bei kurzwelligen Höhentrögen (KWHT) hinter Kaltfronten handelt es sich um synoptische Systeme, die

1. einen kleineren Horizontalscale als der synoptische Scale aufweisen
1. als Trogachse definiert sind
3. unterhalb einer Kaltfrontschicht in der Kaltluftmasse auftreten
4. in den höheren Luftschichten stärker ausgeprägt sind als in den unteren.

Literatur: Mullen (1982); Mullen (1979)

Beobachtungsmaterial:
Es wurden zwei Beispiele mit dem VHFR beobachtet:
(a) 18.4.82; Rosenheim
(b) 20.4.82; Rosenheim

Kurzbeschreibung der synoptischen Situation:
Rosenheim befand sich zwischen dem 18.4. und dem 23.4.82 zwischen einem Tiefdrucksystem über Osteuropa und einem Hochdruckgebiet über dem Ostatlantik in einer kräftigen N-NO-Strömung mit der einzelne KWHTs über die Station hinweggeführt wurden (Abb. 4i, 4j), Zeitschnitt von München 18.4. 1200 GMT bis 20.4. 1200 GMT und 20.4. 1200 GMT bis 23.4. 0000 GMT sowie A 3x und 3y, synoptische Situationen in 850 hPa.

VHFR Daten:
Der zeitliche Verlauf des Betrages der Horizontalgeschwindigkeit und der VG ist für die beiden Beispiele in Abb. 5y und 5z wiedergegeben.

Ergebnisse:
Zwischen den beiden Trogachsen treten grundsätzliche Unterschiede in der vertikalen Struktur zutage. Über das erste System lassen sich folgende Aussagen machen:

1. Bildet sich innerhalb einer Kaltluftströmung, in der die Temperaturgradienten senkrecht zur Strömung und entlang der Trogachse in der mittleren Troposphäre stärker sind als in der unteren (vertreten durch 850 hPa) dadurch zwischen 700 und 500 hPa eine relativ starke Zunahme des Betrages der Windgeschwindigkeit bewirken, aber nur eine geringe Änderung der Windrichtung.

2. Maximum von $|V_h|$ tritt in ca. 5 km ein, darüber leichte Abnahme (Umkehrung bzw. Abschwächung des Temperaturgradienten)

3. Vertikalgeschwindigkeiten zeigen zeitlich gesehen Maximum vor Passage des Maximums in $|V_h|$, Minimum danach.

4. System ist in der Höhe wie eine Kaltfront geneigt; es handelt sich um eine barokline Störung. Sie bewegt sich in Richtung der mittleren Strömung zwischen 700 und 500 hPa mit etwa 0,5 deren Größenordnung ($\approx$10m s^{-1})

5. System läßt sich in den VHFR Daten unterhalb von 2,5 km nicht nachweisen; daraus ergibt sich eine vertikale Erstreckung von $\approx$3 km.

6. Inspektion der Bodenkarten (18.4. 1200 GMT) zeigt Luftdruckfall von .1 bis .2, im Lee der Alpen bis über .3 hPa 3 Std.$^{-1}$ vor der Passage des Systems; Anstieg von .05 bis .1 hPa 3 Std.$^{-1}$ danach.

7. Der zeitliche Abstand zwischen Minimum und Maximum in der Vertikalgeschwindigkeit beträgt ca. 3 Std. Betrachtet man dies als die Halbwellenlänge des System, so folgt daraus bei einer Verlagerungsgeschwindigkeit von 10 m s^{-1} eine Wellenlänge von etwa 200 km.

Über das zweite System lassen sich demgegenüber folgende Aussagen machen:

1. Bildet sich innerhalb einer Kalftluftströmung in der die Temperaturgradienten senkrecht zur Strömung und entlang der Trogachse in der unteren Troposphäre (vertreten durch 850 und 700 hPa) stärker ausgeprägt sind als in der mittleren und oberen.

2. Horizontaler Temperaturgradient senkrecht zur Strömung auf der Rückseite der Trogachse größer als entlang der Trogachse selbst.

3. Trogachse ist in der gesamten Troposphäre nachweisbar.

4. Trogachse bewegt sich etwa mit der Geschwindigkeit der stärksten Strömung in 500 hPa (ca. 28-30 m s^{-1}), aber wesentlich schneller als die Strömung in ihrem inneren Bereich (10 m s^{-1}).

5. Vertikalgeschwindigkeiten erreichen in der unteren Troposphäre Maximum vor Passage der TA und Minimum danach.

Beide Trogachsen, die zunächst nur eine Verformung im Stromfeld darstellten, intensivierten sich bei ihrer Südverlagerung und weiteten den über Osteuropa liegenden Höhentrog nach Süden und Westen aus. Dadurch wurde Vorticityadvektion bereitgestellt, die im 2. Fall am 21. und 22.4. über dem Mittelmeer zu Zyklogenese in Bodennähe führte. Diese KWHT wurden möglicherweise durch kleinskalige synoptische Instabilität ausgelöst, die durch eine vorübergehende Verschärfung des Temperaturgradienten im Bereich des mitt- und obertroposphärischen Strahlstromes hervorgerufen wurde. Typische Temperatur- und Windprofile, die zu kleinskaligen baroklinen Instabilitäten führen können, werden von Satyamurty et al. (1982) angegeben.

Eine weitere Möglichkeit sind barotrope Instabilitäten, die von Harrold und Browning (1969), Reed (1979) und Mullen (1982) zur Erklärung von Polartiefs 1. Art erörtert worden sind.

Im Gegensatz zu den Fällen, die von diesen Autoren analysiert wurden, setzt sich die zyklonale Zirkulation hier jedoch nicht bis zum Boden durch, obwohl sich die Vorgänge in der mittleren Troposphäre auch hier am Boden durch die Passage eines Druckfall/steig-Gebietes wiederspiegeln.

Diskussion:
KWHT, die sich im Bereich des stärksten Windes in der mittleren Troposphäre hinter Kaltfronten bilden, sind ein Phänomen, das in Mitteleuropa wahrscheinlich recht häufig auftritt, aber dort noch nicht näher analysiert wurde. Sie treten meist (wie hier) im Bereich stationärer oder quasistationärer Höhenwirbel des synoptischen Scales auf und wandern mit der vorherrschen Strömung um sie herum. Häufig kommt es dabei zu einer Vergrößerung der Amplituden der KWHT (bei Südwärtsverlagerung möglicherweise aufgrund des Erhaltungssatzes der absoluten Vorticity, z.B. Hess, 1959). Das so entstehende Vorticitymaximum kann ggf. zu Zyklogenese in Bodennähe führen, wenn die thermischen Voraussetzungen dafür vorhanden sind (Entwicklungssatz von Petterson, z.B. Geb (1977)).

Unabhängig von evtl. zyklogenetischer Entwicklung ist mit dem VHFR nachgewiesen worden, daß an der Vorderseite der KWHT Aufsteigen und dahinter Absinken auftritt. Am Boden wurde Luftdruckfall davor und Luftdruckanstieg dahinter beobachtet, wodurch die VHFR Messungen indirekt bestätigt wurden.

Im Gegensatz zu den im vorangegangenen Abschnitt analysierten mesoskaligem System mit warmen Kern und geringen vertikalen Windscherungen sowie - im Vergleich zum Strahlstrom des vorangegangenen frontalen Systems - kleinen Windgeschwindigkeiten treten die KWHT im Bereich der maximalen Windgeschwindigkeiten auf. Die KWHT stellen eine Kaltachse gegenüber der Umgebung dar, obwohl auch, wie im zweiten Beispiel, eine gewisse asymmetrische Temperaturverteilung dadurch eintreten kann, daß während des Vertiefungsprozesses des KWHTs Warmluft von der warmen Seite des Windmaximums auf die kalte Seite geführt wird, und so der Kaltachse eine Warmachse vorgelagert zu sein scheint. Bei den hier beobachteten Fällen könnte es sich also möglicherweise um das Frühstadium einer Polartief I Entwicklung handeln (z.B. Mullen, 1982; Reed, 1979). Der bei Mullen (1982) analysierte Fall scheint insofern ähnlich gelagert zu sein, als es auch dort zur Bildung und Formierung eines KWHT im Bereich einer Nord-Süd Strömung zwischen einem Höhentrog und Hochkeil des synoptischen Scales kam, bei dem Kondensationsprozesse keine Rolle spielten und die hier erfolgte Intensivierung und Ausweitung des KWHT nach Süden war auch dort zu beobachten.

4. Periodizitäten und Quasi-Periodizitäten im Vertikalbewegungsfeld an synoptischen Systemen im Mesoscale

Definition:
Bei Periodizitäten und Quasi-Periodizitäten im Vertikalbewegungsfeld handelt es sich um periodische Variationen von VG. Enthält die zugrunde liegende Zeitreihe eine reine Sinusschwingung, so tritt in ihrem Spektrum ein Maximalwert auf, der auf eine bestimmte Frequenz begrenzt ist. In diesem Fall handelt es sich um eine reine Periodizität.

Enthält die zugrunde liegende Zeitreihe eine Quasi-Periodizität, so tritt in ihrem Spektrum kein Maximalwert auf, der auf eine bestimmte Frequenz begrenzt ist, sondern ein Bereich maximaler Energie, der sich über einen endlichen Frequenzbereich erstreckt. Bei den meisten hier analysierten Oszillationen handelt es sich um Quasi-Periodizitäten.

Literatur:
Theorien zur Entstehung und Ausbreitung: z.B. Einaudi et al. (1978/79); Lindzen und Tung (1976); Lalas und Einaudi (1976); Ley und Peltier (1978); Chimonas et al. (1980).

Beobachtungen: z.B. Ferguson (1967); Uccelini (1975); Testud et al. (1980)
Wechselwirkung zwischen wandernden Wellen und dem Feuchte- und Stabilitätsfeld: Eom (1975); Wang et al. (1983), Einaudi et al. (1978/79)
Parsons und Hobbs (1983); Stobie et al. (1983), Gedzelman und Rilling (1978), Emanuel (1982), Chimonas et al. 1980 und eingangs zitierte Literatur.

4.1 Beobachtungsmaterial/Analysemethode

Das zur Verfügung stehende Beobachtungsmaterial (s. Tabelle 1) wurde nach synoptischen Systemen aufgeteilt. Jedes dieser Systeme ist entsprechend den eingangs gegebenen Definitionen klassifiziert worden.

Für jedes dieser Systeme wurde eine Spektralanalyse von V_z mindestens im Bereich zwischen 2,0 und 7,0 km mit einer Höhenauflösung von 300 bzw. 150 m (s. Tabelle 1) durchgeführt. Die Fourierkoeffizienten wurden mit einem FFT-Algorithmus nach Cooley und Tukey (1965) berechnet.

Tabelle 2:

Zeiträume mit Periodizitäten und Quasi-Periodizitäten im Vertikalgeschwindigkeitsfeld

Beobachtungsort	Zeitraum [GMT]	Δt [h]	Periode [h]	Höhenbereich [km]	$\overline{\frac{\partial V_h}{\partial z}}$ [m s^{-1} km^{-1}]	$\frac{\partial V_h}{\partial z}\Big\|_{max}$ [m s^{-1} km^{-1}]	V_h [m s^{-1}]	Ri_{min}	Relation zur Frontschicht
(1) Rosenheim	10./11.3.82	1845-1025	0,75	1,5	2,3 - 7,1	≈10,0	≈20,0	≈29,0	0,4	OK mit WF und KF
(2) "	12./13.3.82	0700-0000	1,0	2,5	2,6 - 5,3	≈10,0	≈20,0	≈25,0	0,6	WF, WS
(3) "	12./13.3.82	1400-2330	0,5	3,3	2,3 - 3,5	≈ 8,0	≈20,0	≈30,0	0,6	zwischen WF und KF
(4) "	12./13.3.82	2230-0800	0,5	2,5	3,5 - 7,1	≈ 6,0	≈10,0	≈23,0	≈10,0	KF - k
(5) "	13.3.82	0830-1900	0,5	3,6	3,0 - 5,0	≈ 3,0	≈10,0	≈14,0	1,6	unter KF-k
"	13.3.82	0830-1900	0,5	1,2	3,2 - 7,1	≈ 3,0	≈10,0	≈19,0	1,0	unter KF-k
(6) "	16.3.82	1730-2145	0,16	4,0	4,7 - 7,1	≈ 3,0	≈ 6,0	≈25,0	1,6	vor KF-a
(7) "	16./17.3.82	2200-0830	0,5	1,3	2,6 - 7,1	≈ 4,0	≈ 9,0	≈16,0	1,3	vor KF-a
(8) "	17./18.3.82	1130-0000	0,5	1,6	3,2 - 4,1	≈ 8,0	≈15,0	≈10,0	0,4	oberhalb von KF-a
"	17./18.3.82	1130-0000	0,5	4,3	4,1 - 6,8	≈ 8,0	≈15,0	≈26,0	0,4	oberhalb von KF-a
(9) "	30./31.3.82	1230-0200	0,5	2,8	4,1 - 5,9	≈ 3,0	≈ 5,0	≈10,0	≈10,0	oberhalb v. schleif. KF
(10) "	31.3.82	0230-1600	0,5	1,7	2,9 - 4,7	< 1,0	< 5,0	≈ 9,0	1,6	oberhalb v. schleif. KF
"	31.3.82	0230-1600	0,5	4,7	3,8 - 5,9	< 1,6	< 5,0	≈ 7,0	≈10,0	oberhalb v. schleif. KF
(11) "	31.3.82	1300-2300	0,5	1,6	2,0 - 3,2	< 1,0	< 5,0	≈10,0	1,6	unterhalb v. schleif. KF
"	31.3.82	1300-2300	0,5	2,4	3,4 - 5,9	< 1,0	< 5,0	≈10,0	>10,0	oberhalb v. schleif. KF
(12) "	2./3.4.82	1400-0300	0,5	4,2	3,2 - 4,7	< 1,0	< 5,0	≈ 9,0	>10,0	präfront. Kaltluftschub
"	2./3.4.82	1400-0300	0,5	2,5	5,0 - 6,5	< 1,0	< 5,0	≈ 9,0	8,0	präfront. Kaltluftschub
(13) "	3./4.4.82	0730-0412	0,5	4,5	5,0 - 5,9	≈ 6,0	≈13,0	≈30,0	0,5	WF-k
(14) "	5./6.4.82	1400-0300	1,0	2,6	2,3 - 3,5	< 1,0	< 5,0	≈ 6,0	>10,0	präfront. Kaltluftschub
"	5./6.4.82	1400-0300	1,0	6,5	3,5 - 5,0	< 1,0	< 5,0	≈ 6,0	>10,0	präfront. Kaltluftschub
(15) "	22.4.82	1200-1612	0,25	1,5	3,0 - 4,0	≈ 4,0	≈15,0	≈13,0	1,3	KF-k
(16) Bad Lauterberg	5./6.1.83	1400-0000	0,5	1,5	3,5 - 6,2	≈ 4,0	≈ 7,0	≈30,0	4,0	WF
(17) "	5./6.1.83	1900-0830	0,5	1,0	3,5 - 9,5	≈ 4,0	≈ 7,0	≈32,0	1,3	WS
(18) "	6./7.1.83	1030-0030	0,75	1,5	3,5 - 9,5	≈ 4,0	≈ 7,0	≈30,0	1,3	Präfront. KF-a
(19) "	7.1.83	0030-1230	0,75	2,8	2,3 - 6,5	≈ 6,0	≈13,0	≈37,0	0,7	KF-a
(20) "	18.1.83	1100-1900	0,5	1,9	2,3 - 3,8	≈ 5,0	≈10,0	≈37,0	< 1,0	KF-k
"	18.1.83	1100-1900	0,5	1,9	6,8 - 8,5	< 5,0	<10,0	≈37,0	≈ 2,4	KF-k
(21) "	19.1.83	1000-2230	0,5	3,4	2,3 - 5,0	< 1,0	≈ 1,0	≈20,0	>10,0	post KF-k

Ein relativer/absoluter Maximalwert in der Energieverteilung als Funktion der Periode wurde dann als signifikant erachtet, wenn dieser Maximalwert mindestens über einem Höhenbereich von 900 m nachzuweisen ist (drei/sechs Höhenstufen) und außerdem im Powerspektrum mindestens in einer Höhenstufe innerhalb eines 95%igen Vertrauensintervalls signifikant ist in Bezug auf ein geeignetes Nullkontinuum.

VHFR-Daten:
Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung derjenigen Ereignisse wieder, die nach diesen Kriterien als signifikant eingestuft werden können.

Zusätzlich zu den beobachteten Periodenlängen und Höhenbereichen, in denen sie beobachtet worden sind, werden weiterhin die Länge des Datensatzes, die zeitliche Auflösung Δt (aus denen die minimale und maximale Periodenlänge folgt) und die Art des synoptischen Systems angegeben. Zusätzlich wird die zeitlich und räumlich gemittelte V_h, innerhalb des Bereichs in dem signifikante Perioden auftreten, angegeben zusammen mit der für diesen Bereich errechneten Werte für die mittlere vertikale Windscherung.

Ergebnisse:

4.2 Klassifizierung der Wellen nach möglichen Entstehungsmechanismen

4.2.1 Scherungsinstabilität

Periodizitäten im Wind- und Vertikalbewegungsfeld im Mesoscale können durch wandernde interne Schwerewellen (ISW) verursacht werden. Über den Entstehungsprozeß so wie über die vertikale Struktur dieser ISW besteht noch keine endgültige Klarheit (z.B. Gedzelman und Rilling, 1978). Einige Beobachtungen (z.B. Gedzelmann und Rilling, 1978; Testud et al., 1980; Wang et al., 1983; Parssons und Hobbs, 1983; Stobie et al., 1983) sowie theoretische Überlegungen (z.B. Lalas u. Einaudi, 1976) deuten daraufhin, daß ISW durch Scherungsinstabilitäten in der Atmosphäre verursacht werden können. Drazin und Howard (1966) zeigen, daß die Existenz eines Wendepunktes im Geschwindigkeitsprofil eine notwendige Bedingung für das Einsetzen von Scherinstabilität ist. Die durch Scherinstabilität entstandenen Wellen wandern

mit der Geschwindigkeit des Mediums am Punkt der minimalen Richardsonzahl. Sie sind evaneszent, da ihre Amplituden exponentiell mit dem Abstand von der Scherregion abnehmen.

Andere Untersuchungen, wie die schon erwähnte von Lalas und Einaudi (1976), haben gezeigt, daß es noch andere nicht-stabile Moden gibt, die sich nicht notwendigerweise mit der Geschwindigkeit des Mediums am Wendepunkt des Geschwindigkeitsprofils und des Niveaus der minimalen Richardsonzahl ausbreiten.

Da in diesen Modellen ein relativ einfaches Temperatur- und Windprofil angenommen wird, das in der realen Atmosphäre nur selten auftritt, ist es kaum möglich, die Existenz beobachteter Wellen zweifelsfrei auf eine einzige bestimmte Ursache zurückzuführen.

Trotzdem soll der Möglichkeit von Scherinstabilitäten nachgegangen werden, da sie nach wie vor als Hauptursache für ISW in Frage kommen. Hierfür wurden die minimalen Richardson-Zahlen für alle in Tabelle 2 aufgeführten Ereignisse im Bereich der beobachteten Periodizitäten ermittelt.

Die Temperaturprofile wurden dafür von der jeweils nächstgelegenen Radiosondenstation verwendet. Die Richardsonzahl ist definiert durch:

$$Ri = \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2}$$

wobei g = Erdbeschleunigung

$\bar{\theta}$ = mittlere potentielle Temperatur der betrachteten Schicht

$\bar{u}$ = Betrag der mittleren Windgeschwindigkeit der betrachteten Schicht.

z = Höhenkoordinate

Die Richardsonzahlen sind ebenfalls in Tabelle 2 wiedergegeben.

Daraus geht hervor, daß die Bedingungen für dynamische Instabilität (Ri < 0,25) in keinem einzigen Fall gegeben waren.

Der kleinste Wert wurde mit .43 für den 11.3.82 0000 GMT anhand der Radiosondendaten von München innerhalb des Höhenbereichs von 500 bis 1500 m ermittelt. Die Windscherung erreichte den für die untere Troposphäre sehr hohen Wert von 20 m s^{-1} km^{-1}. Die Tatsache, daß die Richardsonzahlen vergleichsweise groß sind, ist meistens darauf zurückzuführen, daß die Bereiche mit relativ großer vertikaler Windscherung mit Bereichen hoher Stabilität koinzidieren. Das ist jedoch im Bereich von Frontschichten zu erwarten.

4.2.2 Instabilität durch feucht-labile Schichtung in der Atmosphäre

Tabelle 3 stellt alle Ereignisse zusammen, in deren Bereich Feuchtlabilität ($\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$) aufgetreten ist. Siehe dazu auch die zugehörigen Zeitschnitte in Abb. 4a-4m.

In Bezug auf eine modifizierte Richardsonzahl $Ri(\theta_e)$ (z.B. Wang et al., 1983), in die anstelle der vertikalen Änderung der potentiellen Temperatur die Änderung der pseudopotentiellen Temperatur (oder einer ähnlichen Feuchttemperatur) eingeht, tritt in diesen Fällen Instabilität auf.

Aus Tabelle 3 geht hervor, daß diese Instabilität nahezu ausschließlich in der unteren und mittleren Troposphäre im Bereich unterhalb von Frontschichten auftritt.

Ein Vergleich mit Tabelle 1 zeigt, daß es sich meist um post-kaltfrontale Ereignisse handelt. Innerhalb der Kaltluftmasse unterhalb der Frontschicht treten dabei überwiegend nur geringe vertikale Windscherungen auf, die Scherinstabilitäten als Ursache für diese Oszillationen ausschließen.

In den Fällen vom 13.3.82 und vom 19.1.83 ähnelt die vertikale Verteilung von Stabilität und Windgeschwindigkeit in der unteren Troposphäre der von

Tabelle 3: Fälle mit dynamischer Instabilität in Bezug auf 'feuchte' Richardsonzahl, Ri < 0,0

Ort	Zeitraum	Periode [h]	Höhenbereich [km]
a) Post-kaltfrontal			
Rosenheim	13.3.82	3,6	3,2 - 5,0
"	22.4.82	1,5	2,9 - 4,1
Bad Lauterberg	18.1.83	1,9	2,3 - 3,8
"	19.1.83	3,4	2,3 - 5,0
b) Prä-kaltfrontal			
Rosenheim	2./3.4.82	4,2	3,2 - 4,7
"	5./6.4.82	2,6	2,3 - 3,5
		6,5	3,5 - 5,0

Bennets und Ryder (1983) analysierten Situation von bandartiger Konvektion hinter Kaltfronten:

(1) feucht-labile Grenzschicht; vertikale Windscherung
(2) mäßig stabile bis leicht feucht-labile Schicht von Grenzschicht bis mittlere Troposphäre; keine oder geringe Windscherung mit der Höhe
(3) stabile Schichtung oberhalb von (2), Windscherung mit der Höhe

Wenn die Bedingungen (1)-(3) gegeben sind, kann es zur Bildung von CSI kommen. Die Konvektionszellen bewegen sich dann etwa mit der Geschwindigkeit, die im Bereich von (2) auftritt. Für die bei Bennets und Ryder (1983) vorliegenden Bedingungen ergab sich zwischen diesen Zellen ein Abstand von 80 km. Sollten die hier beobachteten Zellen durch CSI hervorgerufen worden sein, so entspräche dies einem Abstand der Zellen von 155 km am 13.3.82 resp. 300 km am 19.1.83 wenn angenommen wird, daß sie sich senkrecht zu ihrer horizontalen Anordnung bewegen.

Die Analyse der Satellitenbilder ergibt für den 19.1.83, daß die Wolkenmasse, die zur Zeit der Satellitenaufnahme über dem Nordseeküstengebiet lag, und die in Abschnitt II dieses Kapitels analysiert wurde, eine leichte Wirbelstruktur mit bandartigen Elementen über N-W-Deutschland und den Niederlanden aufwies. Der Abstand dieser Elemente betrug etwa 80 km und war damit wesentlich kleiner als derjenige der gemessenen Vertikalbewegungszellen.

Am 13.3. zeigten die Satellitenaufnahmen eine weniger geordnete Struktur. Kompaktere Wolkenformationen ordnen sich um 1341 GMT entlang einer von Mecklenburg aus südwestwärts verlaufenden Linie an. In ihrem Bereich treten kleinere, bandartige Formationen auf, die jedoch weder in Orientierung noch in horizontaler Erstreckung und in ihrem Abstand voneinander auf eine geregelte Anordnung schließen lassen (Abb. 7a und 7b).

Die Zeit-Höhen-Diagramme der Vertikalgeschwindigkeit lassen darüberhinaus erkennen, daß die periodischen Schwankungen in V_z im Bereich der LK eine deutliche Unterbrechung erfahren, was darauf hindeutet, daß sich die Systeme grundsätzlich von den hier erörterten Periodizitäten unterscheiden und deswegen getrennt analysiert worden sind (Abb. 5k, 5t).

4.2.3 Wellenbildung durch ageostrophische Prozesse

Tabelle 4 stellt alle diejenigen Oszillationen zusammen, die im Bereich einer auch in Bezug auf feucht-adiabatische Prozesse stabilen Schichtung und bei maximalen vertikalen Windscherungen von > 5 m s^{-1} km^{-1} aufgetreten sind.

Von einer Ausnahme abgesehen handelt es sich bei diesen Fällen um Oszillationen, die im Bereich einer Frontschicht aufgetreten sind.

Die Oszillationen sind vor allem in der mittleren Troposphäre gut ausgeprägt, lassen sich aber auch - soweit Beobachtungen vorhanden sind - noch in der oberen Troposphäre nachweisen.

Die Anregung von Schwerewellen an frontalen Wettersystemen durch den Versuch der Atmosphäre, ein geostrophisches Gleichgewicht wiederherzustellen (engl.: geostrophic adjustment process) wird von der Theorie erwartet (z.B. Blumen, 1972; Ley und Peltier, 1978) und ist z.B. an Kaltfronten (Brodhun et al., 1976; Jordan, 1972) auch schon beobachtet worden, wenn auch bei deutlich geringerer Periode (T < 1 h) als hier. Schwerewellen mit einer vergleichbaren Periode wie die hier beschriebenen sind u.a. von Ferguson (1967) und Uccelini (1975) analysiert worden, wobei zumindest in Uccelini's Studie Prozesse im Bereich der voranrückenden Kaltfront als wahrscheinlichste Ursache für die Entstehung der ISW in Frage kommen.

Die einzige Ausnahme der hier diskutierten Fälle mit stabiler Schichtung und vertikaler Windscherung > 5 m s^{-1} km^{-1}, bei der es sich nicht um eine Frontschicht handelt, wurde am 16./17.3.82 in Rosenheim als prä-kaltfrontale Strömung beobachtet.

Da sich Schwerewellen, die im kaltfrontalen Bereich erzeugt werden, jedoch auch vor der Front, quer zum Grundstrom, her bewegen können (Jordan, 1972) und auch vor der Bodenposition von Kaltfronten beobachtet worden sind (Brodhun et al., 1976) können diese Wellen ebenfalls durch frontale Prozesse hervorgerufen worden sein.

Jordan (1972) gibt als weitere Möglichkeit die Wechselwirkung zwischen absinkender Luftbewegung im Lee von Gebirgen und einer Inversion in Bodennähe

Tabelle 4: Fälle mit absolut stabiler Temperaturschichtung, maximale vertikale Windscherung > 5,0 m s^{-1} km^{-1}, Ri > 0,25

Ort	Zeitraum	Periode [h]	Höhenbereich [km]
a) Warmfronten			
Rosenheim	12.3.82	2,5	2,6 - 5,3
"	3./4.4.82	4,5	5,0 - 5,9
Bad Lauterberg	5.1.82	1,5	3,5 - 6,2
b) Warmsektoren			
Rosenheim	12./13.3.82	3,3	2,3 - 3,5
Bad Lauterberg	6.1.83	1,0	3,5 - 9,5
c) prä-kaltfrontal			
Rosenheim	16.3.82	4,0	4,7 - 7,1
"	16./17.3.82	1,3	2,6 - 7,1
Bad Lauterberg	6./7.1.83	1,5	3,5 - 9,5
d) Kaltfronten			
Rosenheim	13.3.82	2,5	3,5 - 7,1
"	17./18.3.82	1,6	3,2 - 4,1
"	"	4,3	4,1 - 6,8
Bad Lauterberg	7.1.83	2,8	2,3 - 6,5
"	18.1.83	1,9	6,8 - 8,5

an. In dem hier beobachteten Fall trat zwischen 850 und 900 hPa eine ausgeprägte Inversion auf, gleichzeitig wehte der Wind im Mittel in der unteren Troposphäre über das Gebirgsmassiv der Alpen hinweg, so daß die bei Jordan (1972) erwähnte Möglichkeit der ISW Anregung nicht auszuschließen ist, insbesondere nicht angesichts der Tatsache, daß die Schwerewellenaktivität in der zweiten Nachthälfte am stärksten ausgeprägt war, als auch die Inversion am deutlichsten definiert war.

4.2.4 Wellen bei stabiler Schichtung und vertikaler Windscherung $<5\ m\ s^{-1}km^{-1}$

In Tabelle 5 sind alle diejenigen Ereignisse zusammengefaßt, in deren Bereich eine auch in Bezug auf feucht-adiabatische Prozesse stabile Schichtung bei vertikalen Windscherungen von $<5\ m\ s^{-1}km^{-1}$ aufgetreten ist.

Ein Vergleich mit Tabelle 1 zeigt, daß trotz der vergleichsweise geringen vertikalen Windscherungen mit einer Ausnahme in allen Fällen eine Frontschicht im Bereich dieser Periodizitäten auftrat. Teilweise handelte es sich dabei um schleifende Fronten (30./31.3.82).

Der einzige Fall mit geringen vertikalen Windscherungen bei stabiler Schichtung außerhalb einer Frontschicht trat am 6.1.83 im Bereich einer prä-kaltfrontalen Strömung auf.

Es ist jedoch hier nicht auszuschließen, daß sich Schwerewellen (die an der KF entstanden sind) vor der KF in den Warmsektor ausgebreitet haben. Da am 6.1.83 in Bodennähe eine kräftige Inversion vorhanden war, traten günstige Ausbreitungsbedingungen für Schwerewellen auf ('sounding-board effect', Gedzelmann und Rilling, 1978).

Bei den frontalen Fällen kommen die gleichen Entstehungsmechanismen in Frage, die unter (3) diskutiert worden sind.

4.2.5 Wellenbildung durch den Einfluß der Topographie

ISW, die durch die Topographie ausgelöst worden sind, erscheinen in ihrer Phasenlage stationär und werden als Leewellen bezeichnet.

Tabelle 5: Fälle mit absolut stabiler Temperaturschichtung, maximale vertikale Windscherung < 5,0 m s^{-1} km^{-1}, Ri > 0,25

Ort	Zeitraum	Periode [h]	Höhenbereich [km]
a) prä-kaltfrontal			
Rosenheim	30./31.3.82	2,8	4,1 - 5,9
b) schleifende Kaltfront			
Rosenheim	31.3.82		

Tabelle 6: Fälle mit stationären Schwerewellen (Leewellen)

Ort	Zeitraum	Höhenbereich
Lauterberg	5./6.1.83	gesamter Höhenbereich
"	6.1.83	"
"	6.1.83	"
"	7.1.83	"
"	18.1.83	"
"	19.1.83	"

Sie machen sich in den Energiespektren durch einen hohen Leistungsanteil der Periodenlänge $T \to \infty$ bemerkbar.

Tabelle 6 faßt alle diejenigen Ereignisse zusammen, bei denen dies der Fall ist.

Nahezu alle Ereignisse stammen aus dem Lauterberger Datensatz.

Das VHFR ist in einem von SW nach NO verlaufenden Seitental des Harzes, dem Sperrluttertal, gelegen, dem nach NW hin einige Höhenrücken vorgelagert sind, von denen 'Auf dem Acker' mit einer Höhe von über 800 m die höchste Erhebung darstellt. Bei einer Windrichtung von W-NW ist mit Anregung von Leewellen durch die Topographie zu rechnen. Leewellen machen sich dann in den vom VHFR beobachteten Vertikalgeschwindigkeiten bemerkbar und sind mit VHFR schon von Röttger und Tjang (1981) im Harz und von Ecklund et al. (1978) im Lee der Rocky Mountains nachgewiesen worden.

4.3 Vertikale Struktur der Periodizitäten in der Vertikalgeschwindigkeit V_z

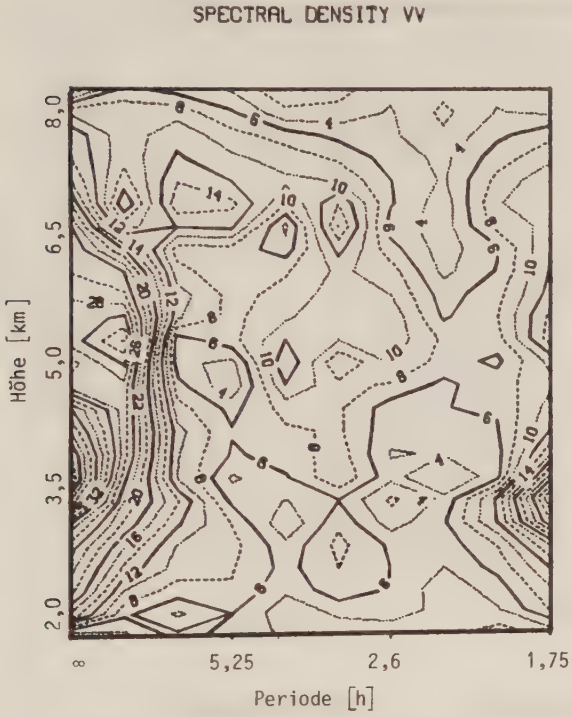
Schon aus der in Tabelle 2 gegebenen Zusammenfassung geht hervor, daß diese Periodizitäten eine vertikale Struktur aufweisen; sie sind nämlich in bestimmten Höhenbereichn definiert und in anderen wiederum nicht.

Auch die im Anhang gezeigten ZHD's von V_z lassen sofort deutlich werden, daß die Periodizitäten in der Vertikalen eine Struktur aufweisen.

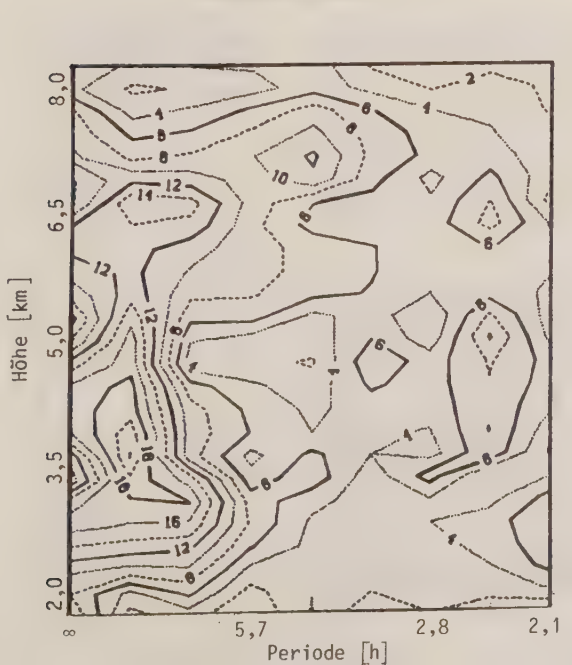
Über die vertikale Struktur von ISW liegen bislang nur sehr wenige Beobachtungen vor; die meisten bisherigen Arbeiten stützen sich auf bodengebundene Mikrobarographenbeobachtunge (z.B. Gedzelmann und Rilling, 1978), die Aussagen über die vertikale Struktur nicht zulassen. Erst in den letzten Jahren ist es durch VHFR Beobachtungen möglich geworden den vertikalen Aufbau von ISW genauer zu analysieren (z.B. Röttger, 1981) (siehe Literaturstellen unter 'Aufbau des VHF-Radarsystems').

Für die hier analysierten Fälle wurde die Spektralverteilung als Funktion von Höhe und Periode graphisch dargestellt und in Abb. 9.1 - 9.21 auf den folgenden Seiten wiedergegeben.

Vertikalstruktur der Periodizitäten und Quasiperiodizitäten
im Vertikalgeschwindigkeitsfeld



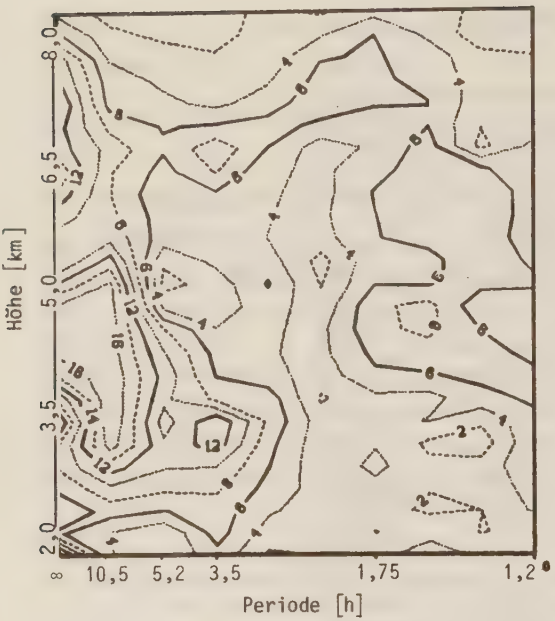
(1)
10./11.3.82
1845-1025 GMT
OK



(2)
12./13.3.82
0700-0000 GMT
WF u. WS

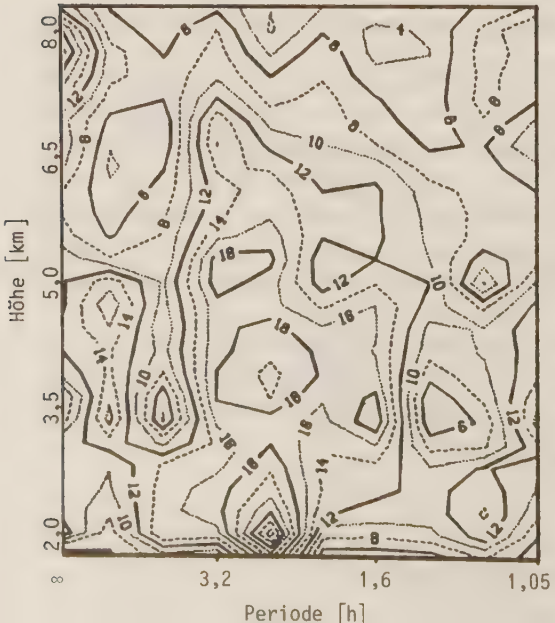
SPECTRAL DENSITY VV

(3)
12.3.82
1400-2330 GMT
WS

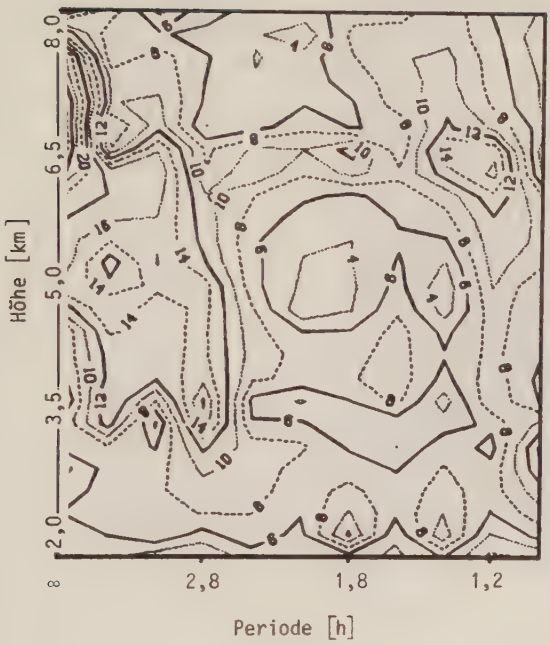


SPECTRAL DENSITY VV

(4)
12./13.3.82
2230-0800 GMT
KF-k

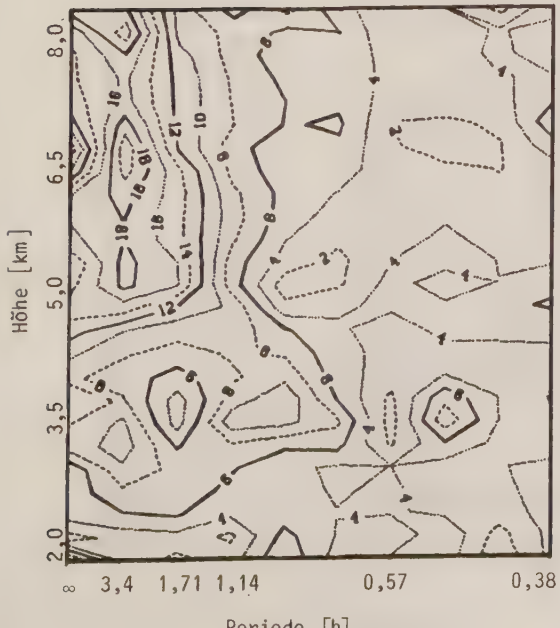


SPECTRAL DENSITY VV



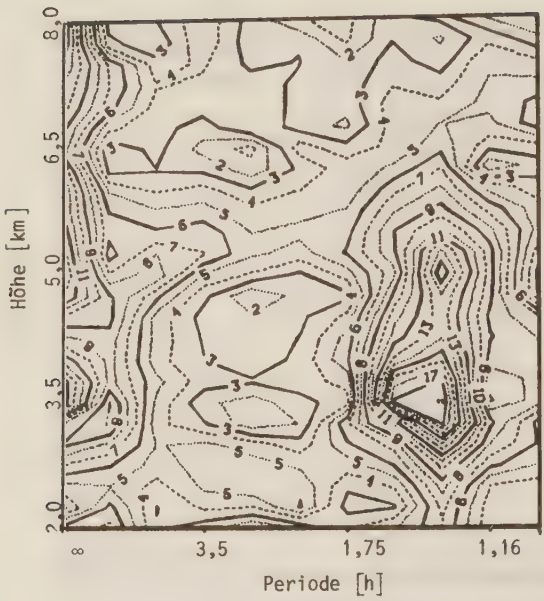
(5)
13.3.82
0830-1900 GMT
Unterhalb von KF-k

SPECTRAL DENSITY VV



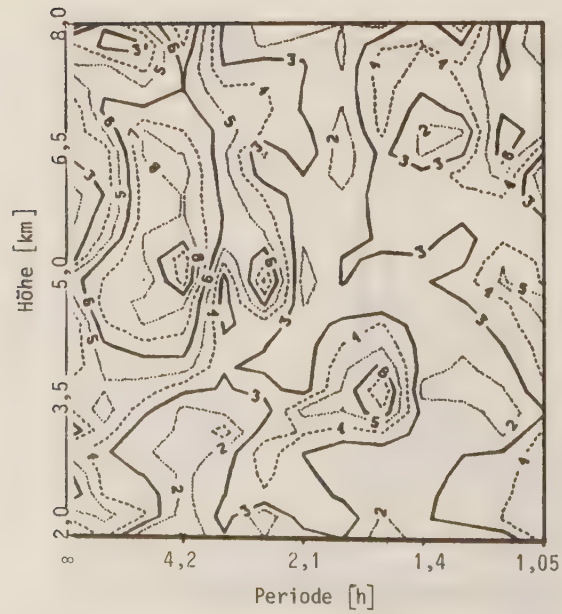
(6)
16.3.82
1730-2145 GMT
Vor KF-a

SPECTRAL DENSITY VV



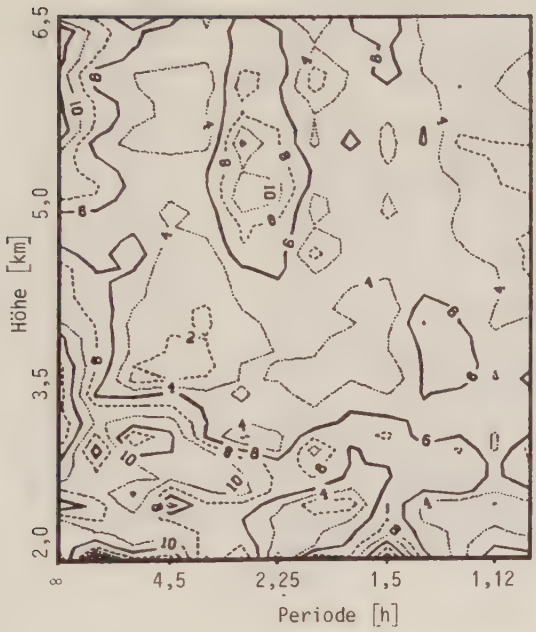
(7)
16./17.3.82
2200-0830 GMT
Vor KF-a

SPECTRAL DENSITY VV



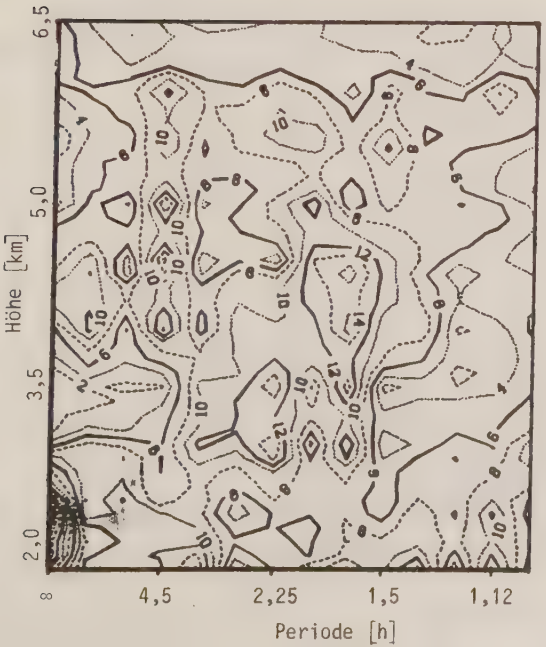
(8)
17./18.3.82
1130-0000 GMT
KF-a

SPECTRAL DENSITY VV



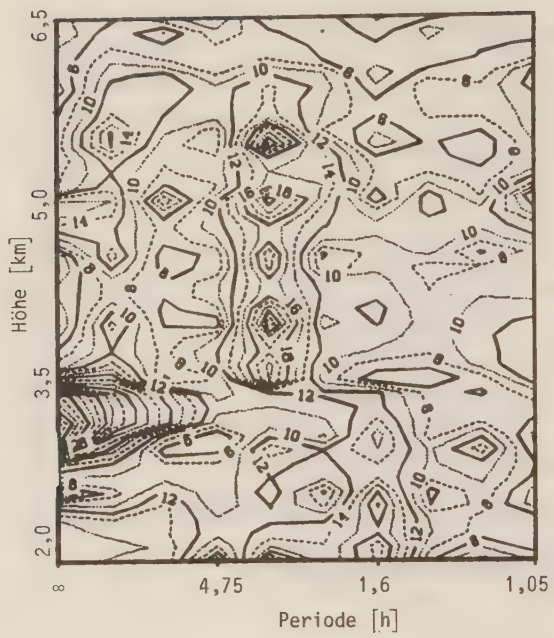
(9)
30./31.3.82
1230-0200 GMT
Schleifende KF

SPECTRAL DENSITY VV



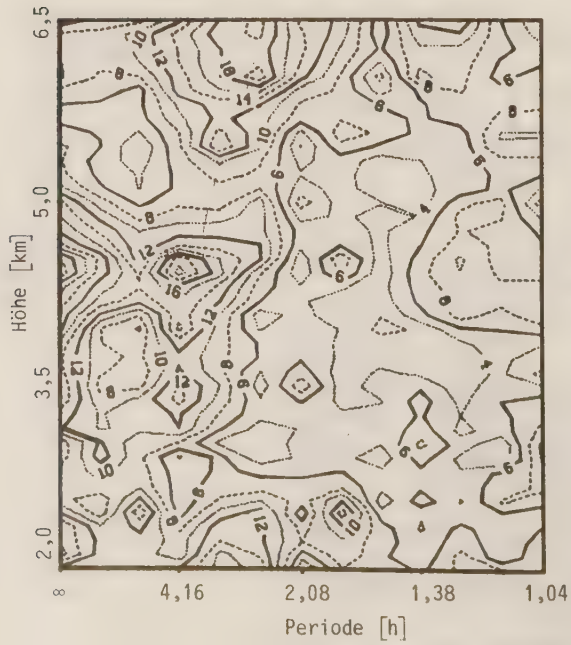
(10)
31.3.82
0230-1600 GMT
Schleifende KF

SPECTRAL DENSITY VV



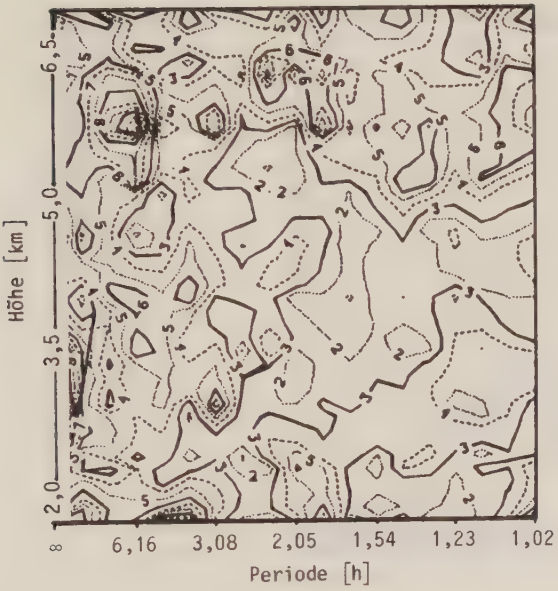
(11)
31.3.82
1300-2300 GMT
Schleifende KF

SPECTRAL DENSITY VV



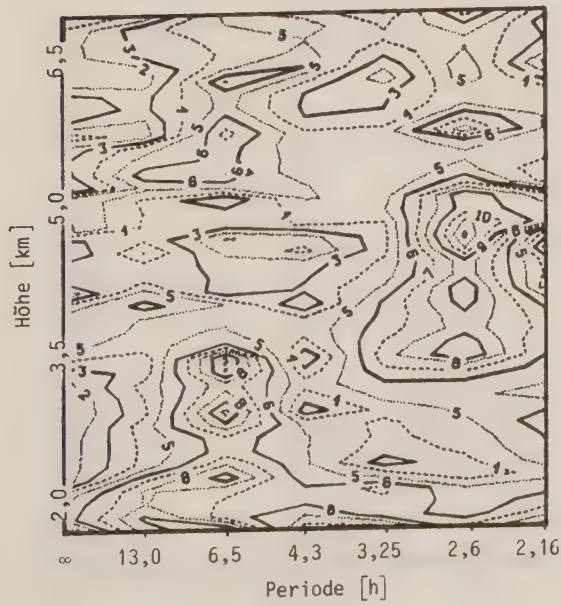
(12)
2./3.4.82
1400-0300 GMT
Präfrontaler Kaltluftschub

SPECTRAL DENSITY VV



(13)
3./4.4.82
0730-0412 GMT
WF

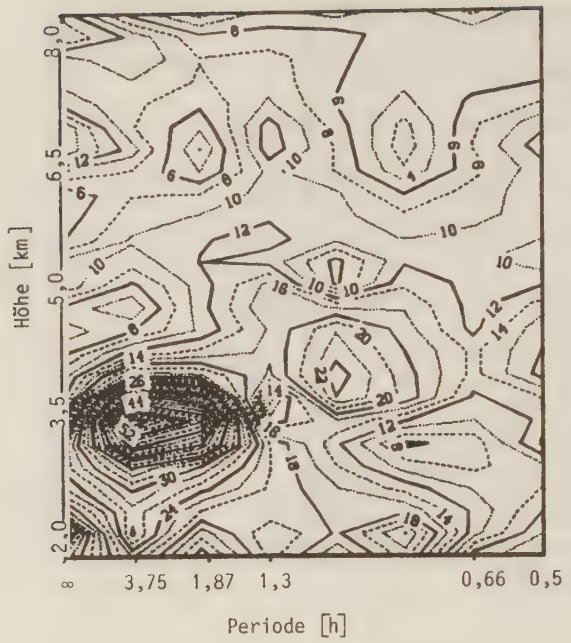
SPECTRAL DENSITY VV



(14)
5./6.4.82
1400-0300 GMT
Präfrontaler Kaltluftschub

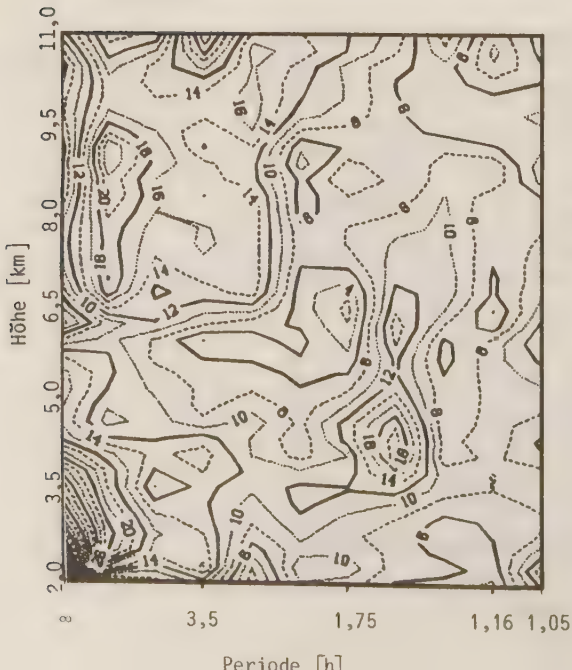
SPECTRAL DENSITY VV

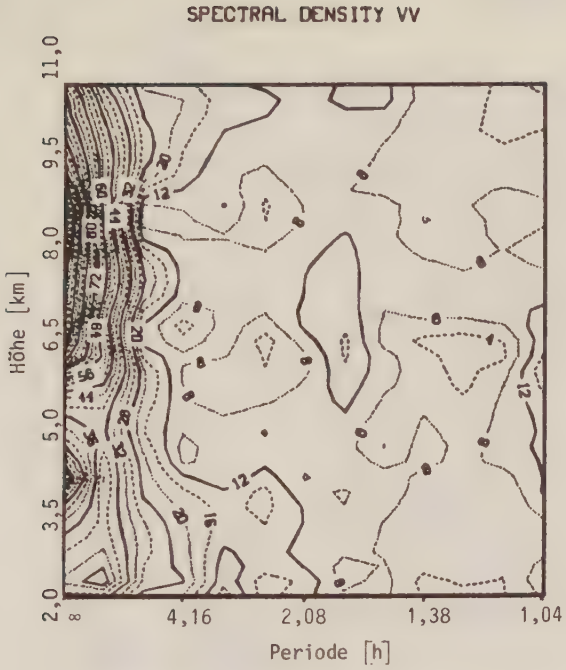
(15)
22.4.82
1200-1612 GMT
KF-k



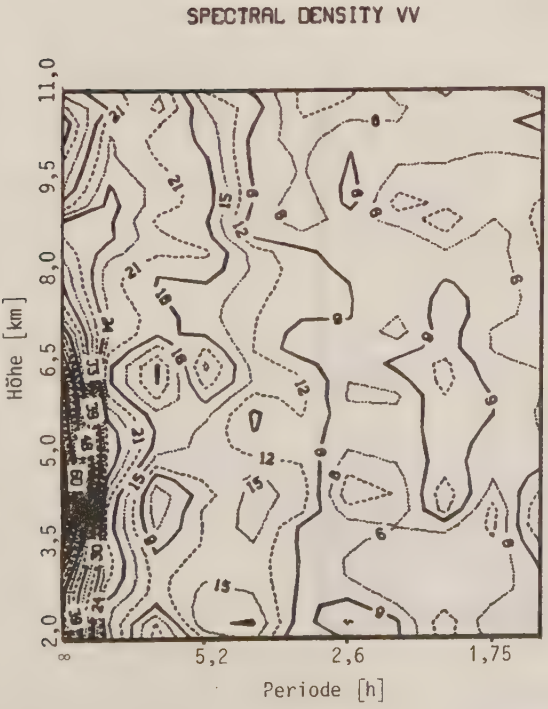
SPECTRAL DENSITY VV

(16)
5./6.1.83
1400-0000 GMT
WF





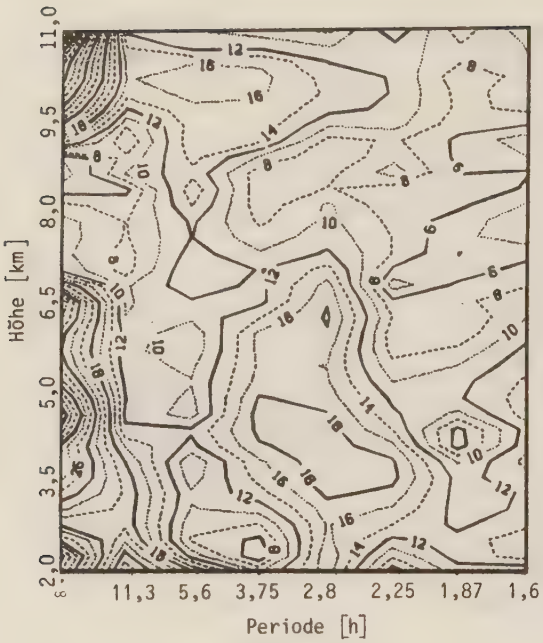
(17)
5./6.1.83
1900-0830 GMT
WS



(18)
6./7.1.83
1030-0030 GMT
Präftrontale Strömung (KF-a)

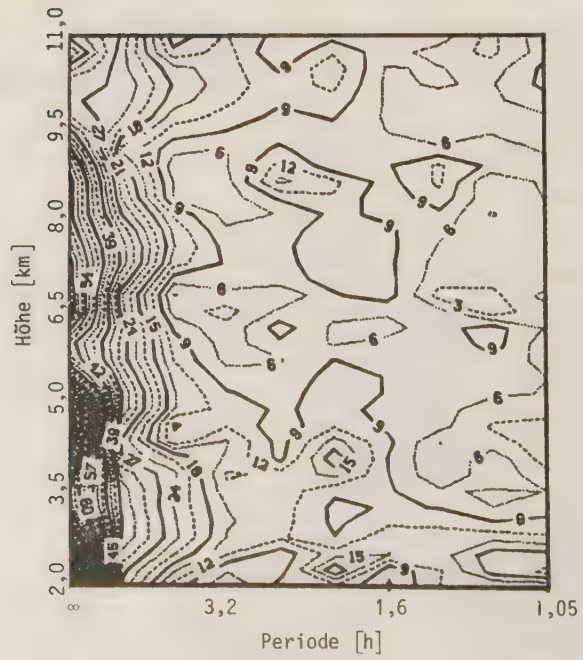
SPECTRAL DENSITY VV

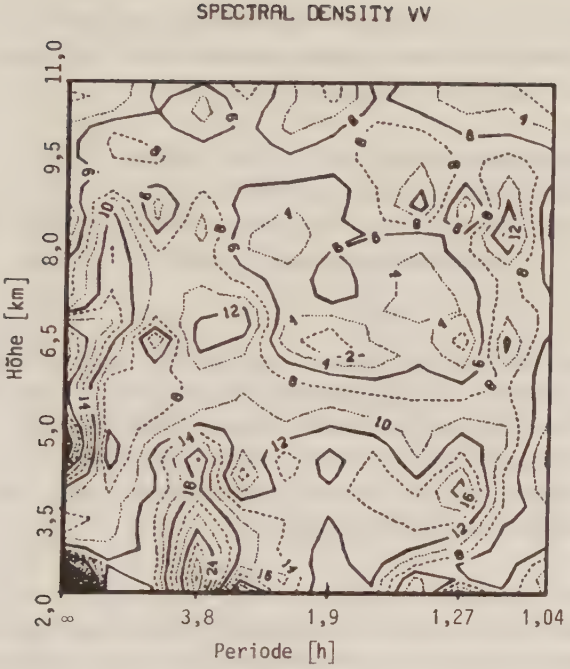
(19)
7.1.83
0030-1230 GMT
KF-a



SPECTRAL DENSITY VV

(20)
18.1.83
1100-1900 GMT
KF-k





(21)
19.1.83
1000-2230 GMT
WA

In den vorangegangenen Abschnitten wurde der Zusammenhang zwischen be beobachteten Periodizitäten und verschiedenen atmosphärischen Parametern - wie Richardsonzahl, vertikale Windscherung etc. diskutiert.

Die Analyse der spektralen Energiedichte als Funktion der Höhe zeigt darüber hinaus, daß die Energiedichte in einigen Fällen nicht nur in bestimmten Frequenzbereichen konzentriert war, sondern daß sie - über alle Frequenzen integriert - in bestimmten Höhenbereichen größer war als in anderen.

In diesen Fällen kam es häufig zu einem bemerkenswerten Anstieg oder Abfall der integrierten Energiedichte von einem Höhenbereich zum nächsten. Oft war in diesen Fällen die Energie nicht in einem bestimmten Spektralbereich konzentriert, sondern nahezu gleichverteilt über das gesamte Spektrum; manchmal traten auch mehrere Spitzen über das Spektrum verteilt auf, die einzeln nicht als signifikant einzustufen waren.

Da die integrierte Energiedichte ein Maß für die Varianz ist (Lu et al. 1984) kann man im Zusammenhang mit der Vertikalgeschwindigkeit nun von 'inaktiven' bzw. 'aktiven' Zeiträumen und Höhenbereichen sprechen. Die in den vorangegangenen Abschnitten diskutierten Periodizitäten und Quasiperiodizitäten sind dabei zwar eine Teilmenge der aktiven Ereignisse, sollen jetzt aber nicht mehr bei den aktiven Ereignissen betrachtet werden.

Ein Höhenbereich wird als 'aktiv' angesehen, wenn:
1. Die integrierte spektrale Energiedichte innerhalb eines Höhenbereiches von mindestens 1000 m (3/6 Höhenstufen) sich im Vergleich zum unmittelbar darunter/darüber liegenden Bereich von mindestens 1000 m verdoppelt,
2. Innerhalb des Bereiches erhöhter Aktivität kein signifikanter Maximalwert als Funktion der Frequenz auftritt.

Tabelle 7 stellt alle Ereignisse zusammen, die diese Definition erfüllen.

Die Analyse der Ereignisse zeigt, daß sie meist innerhalb eines begrenzten ($< \approx 1{,}5$ km) Höhenbereichs der Troposphäre außerhalb von Frontschichtbereichen aufgetreten sind, obwohl häufig irgendwo in der Troposphäre eine Frontschicht präsent war.

Tabelle 7: Ereignisse mit 'erhöhter Aktivität' in der Vertikalgeschwindigkeit

Zeit [GMT]	Höhe [km]	$\frac{\partial \overline{V_h}}{\partial z}$	$\left.\frac{\partial \overline{V_h}}{\partial z}\right\|_{max}$	$\overline{V_H}$	Ri_{min}	Relation zur Frontschicht
		m s^{-1} km^{-1}	m s^{-1} km^{-1}	m s^{-1}		
12.3.82 0700-0000	6,5-7,5	3	6	30	≈1,0	WS, oberhalb WF
16.3.82 1315-1725	2,0-3,5 5,9-7,1	5 5	10 10	10 20	≈0,6 ≈1,5	Prä-kaltfrontale Strömung " "
16.3.82 1730-2145	2,9-4,1	5	10	10	≈1,3	" "
18./19.3.82 1600-0710	5,9-7,1 2,0-3,5	10 2	19 5	20 5	≈0,28 ≈4,0	Oberhalb KF-Schicht Unterhalb KF-Schicht
31.3.82 0230-1600	2,0-3,4	- 8	-12	10	≈1,2	Unterhalb schleifender KF
2./3.4.82 1400-0300	2,0-3,0	2	4	10 FL	≈6,0	präfrontaler Kaltluftschub
3./4.4.82 0730-0412	5,5-6,5	10	22	30	<0,25	WF
16.4.82 0630-1940	5,5-6,5	10	20	15	<0,25	Oberhalb schleifender Front
18./19.4.82 0800-0912	2,8-4,8	8	18	20 FL	<0,25	KWHT
19./20.4.82 1600-1500	2,0-2,9	2	6	5 FL	≈1,3	KWHT
21./22.4.82 0600-0200	2,0-3,5	2	6	7 FL	≈4,0	Vor OK

FL = feuchtlabile Schichtung im fraglichen Höhenbereich

Fälle in der unteren Troposphäre gehen meist mit Feuchtlabilität und relativ geringen mittleren Windscherungen (< 5 m s^{-1} km^{-1}) und Windgeschwindigkeiten einher.

Eine größere Varianz in der Vertikalgeschwindigkeit kann in der unteren Troposphäre aufgrund der Einflüsse von Topographie und Konvektion erwartet werden.

Offensichtlich kommt es jedoch unter bestimmten Umständen zu einer Konzentration der spektralen Energie in einem diskreten Frequenzbereich auch in der unteren Troposphäre unterhalb von Frontschichten, während unter anderen Verhältnissen die Energie zwar verstärkt ist, sich aber über einen breiten Frequenzbereich verteilt.

Tabelle 7 zeigt, daß in einigen Fällen das Kriterium für dynamische Instabilität ($Ri_{min} < 0{,}25$) erreicht wurde. Es handelt sich dabei ausnahmslos um Fälle in der mittleren und oberen Troposphäre. Bemerkenswerterweise kann es also in all jenen Fällen, in denen das Instabilitätskriterium erreicht wurde nicht zu einem Anstieg der Energie, der auf einem schmalen Frequenzbereich begrenzt war (Periodizität der Quasiperiodizität) sondern zu einem Anstieg in allen gemessenen Frequenzbereichen, also nur zu einer Steigerung der 'Aktivität'. Dies deutet darauf hin, daß bei $Ri_{min} < 0{,}25$, in den hier vorliegenden Fällen, die Turbulenz im gesamten Spektralbereich allgemein erhöht wurde. Darüberhinaus zeigt ein Vergleich der relevanten Parameter (vertikale Windscherung etc.) mit den periodischen Fällen (Tab. 2) keine signifikanten Unterschiede.

Ähnliches gilt für die Bereiche mit erhöhter Aktivität und statisch stabiler Schichtung, $Ri > .25$, die meist in der mittleren Troposphäre oberhalb von Frontschichten auftreten.

Diskussion:
Im Bereich frontaler Wettersysteme sind zahlreiche Fälle beobachtet worden, in denen periodische Schwankungen in der Vertikalgeschwindigkeit auftreten. In einigen Fällen sind diese Periodizitäten deutlich oberhalb und in anderen Fällen unterhalb der Frontschicht gemessen worden. Sehr häufig lag die Frontschicht genau im Analysebereich, so daß sie in jeder der Zeitrei-

hen mindestens einmal in Erscheinung getreten ist. In allen jenen Fällen, in denen die Frontschicht nicht horizontal verlief, wurden Periodizitäten beobachtet, die sich über denjenigen Bereich der Troposphäre erstreckten, der auch von der Frontschicht erfaßt wurde. Die Periode änderte sich dabei in der Vertikalen nur geringfügig. Dieser Sachverhalt legt den Schluß nahe, daß Prozesse im Bereich des wandernden frontalen Systems die Periodizitäten ausgelöst haben. Da Scherungsinstabilitäten mit Ausnahme der unter VI diskutierten Fälle ausgeschlossen werden können (Ri immer größer als .25, im frontalen Bereich meist über 2.0) kommt als wahrscheinlichster Mechanismus der Versuch der Atmosphäre in Frage, das im Bereich wandernder frontaler Schichten existierende geostrophische Ungleichgewicht auszugleichen und wieder ein geostrophisches Gleichgewicht herzustellen. Bei diesem Vorgang kann mit der Erzeugung interner Schwerewellen gerechnet werden (Blumen, 1972).

In allen Fällen ergibt sich ein Schwerpunkt der Periode etwa zwischen 1,5 und 3 Stunden, unabhängig vom Typ der Front.

Möglicherweise existiert demnach ein bevorzugter Frequenzbereich, in dem ISW im Bereich frontaler Schichten angeregt werden.

ISW mit Perioden zwischen 2 und 3 Stunden sind auch von Uccelini (1975) und Stobie et al. (1983) vor Kaltfronten beobachtet worden, werden aber von Stobie et al. (1983) durch Scherinstabilitäten erklärt.

Horizontal liegende Frontschichten, bei denen es die Zeitreihenanalyse ermöglicht, deutlich zwischen den Bereichen oberhalb und unterhalb der Frontschicht zu differenzieren, sind häufig durch eine merklich herabgesetzte Aktivität in der Vertikalgeschwindigkeit im Frontbereich charakterisiert. Oberhalb der Frontschicht treten dann wieder deutliche Periodizitäten auf, die sich über einen weiteren Frequenzbereich als den in den 'frontalen' Fällen beobachteten erstrecken können. Oft treten unterhalb der Frontschicht dann weitere Periodizitäten in einem ganz anderen Frequenzbereich auf, oder es zeigt sich auch nur ein Bereich 'gesteigerter Aktivität'. In diesen Fällen agiert die Frontschicht also ganz offenkundig als begrenzende Schicht für Oszillationen in der Vertikalgeschwindigkeit.

Die Oszillationen unterhalb der Frontschicht gehen häufig mit feuchtlabiler Schichtung der Atmosphäre einher, die spätestens im Frontbereich endet, der

mithin einen 'Deckel' für Prozesse darstellt, die im Zusammenhang mit der feuchtlabilen Schichtung stehen, solange es sich nicht um penetrative Konvektion handelt.

4.4 Einfluß der Schwerewellen auf Wolken und Niederschlagsproduktion

Einer der Hauptgründe für das zunehmende Interesse an ISW ist die Wechselwirkung dieser Wellen mit Kondensations- und Niederschlagsprozessen.

Ferguson (1967) und Uccelini (1975) sowie Eom (1975) waren mit die ersten, die Wolken- und Niederschlagsformationen auf den Einfluß von Schwerewellen zurückführen konnten. Uccelini (1975) weist nach, daß der aufsteigende Ast einer Vertikalbewegungszelle lange genug über einem Ort wirksam ist, um Niederschlagsprozesse einzuleiten. Stobie et al. (1983) führen diese Arbeiten weiter. Chimonas et al. (1980) kommen zu dem Ergebnis, daß die bei den Kondensationsprozessen freiwerdende latente Wärme die aufsteigende Luftbewegung (und Niederschlagsproduktion) noch verstärken kann. Testud et al. (1980) sowie Wang et al. (1983) und Hobbs und Parssons (1983) beobachteten kleine wellenförmige Regenbänder, die den 'größeren' frontalen Bändern überlagert sind und durch Scherinstabilitäten (Lalas und Einaudi, 1976) hervorgerufen werden können. Um eine mögliche Wechselwirkung zwischen diesen Wellen und Wolken (Niederschlagsformation herauszufinden, sind die für den 13.3.83 von 0800 bis 1330 GMT vorliegenden Beobachtungen der Wolkenverteilung und des signifikanten Wetters direkt über der Rosenheimer VHFR Station mit den gemessenen Vertikalgeschwindigkeiten verglichen worden und in Tabelle 8 wiedergegeben.

Ein Vergleich der individuellen Wolkenbeobachtungen mit den Vertikalgeschwindigkeitsprofilen führt zu keinem konsistenten Zusammenhang zwischen den beiden beobachteten Parametern.

Vertikalbewegungen zwischen .1 und .5 m s^{-1} sind genauso bei (über der Station!) wolkenlosen Bedingungen als auch an Cb's beobachtet worden und gleichermaßen sind Werte von -.1 - -.5 m s^{-1} an Cb's und auch bei - von einzelnen Cirren abgesehen - wolkenlosen Bedingungen gemessen worden.

Zusammenfassend läßt sich in diesem Beispiel sagen, daß das mesoskalige Vertikalbewegungsfeld nicht durch Konvektion geprägt wurde, sondern höchstens das präexistente durch Konvektion modifiziert wurde. In gleicher Weise wurde wahrscheinlich aber auch letzteres durch kumulusskalige Vertikalbewegungsfelder modifiziert. Der Grad dieser Beeinflussung muß aber als gering eingeschätzt werden, da sich and der grundlegenden Struktur (Periodizität, Vertikalstruktur) nichts wesentliches ändert.

Weiterhin sind die für den 6./7.1.83 vorliegenden Regenschreiberdaten, ausgewertet für 10 min Intervalle der stündlichen Niederschlagsraten, den mittleren Vertikalgeschwindigkeiten des Höhenbereichs von 2.0 - 5.0 km gegenübergestellt. Die beobachtete Periodizität in der V_z, die eine Periode vom 1,6 resp. 3,0 h aufweist, findet in den Niederschlagsraten keine Entsprechung. Dort tritt bestenfalls eine etwa 1-stündige Periode in Erscheinung.

Tabelle 8

Zeit [GMT]	Wolkenverteilung [Gesamt, Wolkenarten]	Vertikalgeschwindigkeit [m s^{-1}]
0800	7/8, 6-7/8 Ci strat, in SO dicht, nach NW dünner, Sonne deutlich sichtbar, 2/8 Cum in W und N	.3-.5 zwischen 2 und 7 km
8030	7/8, 6-7/8 Ci strat in SO dicht, NW frei von Ci strat, Sonne sichtbar, 3-4/8 Strat cum fetzen, teilweise zusammenhängend	.1-.3 zwischen 2 und 7 km
0900	7/8, 6-7/8 Ci strat, in SO dicht, 3/8 Strat cum und cum hum	-.05 - -.3 zwischen 2 und 7 km
0930	7/8, 7/8 Ci strat, in SO dicht, 3/8 strat cum, in NW dichter und teilweise zusammenhängend	.05 - -.2 zwischen 2 und 7 km
1000	7/8, 7/8 Ci strat, Sonne erkennbar, 5/8 Strat cum, cum hum, einzelne Cum con	.1-.4 unter 4, -.2 - -.4 darüber
1030	8/8, 6/8 Ci, LCi strat, größtenteils verdeckt durch 7/8 Cu con Komplexe, die sich vom Gebirgsrand nach Norden hin ausgedehnt haben	-.1 - -.6 unter 3.5, .1-.2 darüber
1100	7/8, 5/8 Ci, Ci strat, 7/8 Cu con aufgelockert, geringe vertikale Mächtigkeit	.1-.2 unter 4.0, -1.- -.2 darüber
1130	6/8, 3/8 Ci, Ci strat meist in S-SO, Sonne nicht mehr verdeckend, 5/8 Cu con vor allen in N komplexer und mächtiger einzelne Fallstreifen in N sichtbar	.05-.15 zwischen 2 und 7 km
1200	7/8, 4/8 Ci, Ci strat meist in S, 6/8 Cu hum, Cu con, ausgedehnter Cb-Komplex mit Fallstreifen in N, NO, Randbereich senkrecht über Station	.1-.35 unter 4, -.05-.05 darüber
1230	7/8, 4/8 Ci strat, 6/8 Cb mit verstreuten Cu con, 2 Cb-Komplexe einer in O, zweiter in W-WSW, Vorderrand erreicht Station, 1235 einsetzender Schneefall	-.1 - -.4 zwischen 2 und 7 km
1300	6/8, 5/8 dünne Ci, in S Ci strat, 4/8 Cu con in W,N,NO,SO, Cb Reste in SO und O, weit westlich neuer Cb, von dünnem Ci abgesehen wolkenlos über Station	.1-.3 unter 3.5, -.15 - -.25 darüber
1330	7/8, 7/8 Ci, Ci spis, in S Ci strat, 5-6/8 Cu con, aufgelockert, Cb Komplex in N, weiterer in O	-.2 - -.6 unter 3.5, .1 - .2 darüber

VI. Zusammenfassung und Schlußbemerkungen

Mit Hilfe eines VHF Radars sind in den Jahren 1982 und 1983 eine größere Anzahl frontaler Wettersysteme über dem nördlichen (Bad Lauterberg/Harz) und dem südlichen Mitteleuropa (Rosenheim/Obb.) beobachtet worden. Das VHFR ermöglicht es, hochauflösende Profile des horizontalen Windvektors und der Vertikalgeschwindigkeit im Bereich dieser frontalen Wettersysteme zu messen.

Die Analyse des Datenmaterials hat ergeben, daß an diesen Systemen häufig geordnete, mesoskalige Strukturen aufgetreten sind, die in dieser Form noch nicht über Mitteleuropa beobachtet und analysiert worden sind. Es handelt sich dabei um:

1. präfrontale Kaltluftschübe,
2. linienhafte Konvektion hinter Kaltfronten,
3. kurzwellige Höhentröge hinter Kaltfronten und
4. Periodizitäten im Vertikalbewegungsfeld.

Bei 1. - 3. handelte es sich um Phänomene an Kaltfronten; bei 4. um Phänomene, die an frontalen Wettersystemen jeder Art auftreten können.

Insbeondere hinter Kaltfronten treten häufiger geordnete mesoskalige Strukturen auf, die auf unterschiedlichste physikalische Prozesse zurückzuführen sind, jedoch auch in Bereichen des Kaltluftkörpers auftreten, die durch grundsätzlich verschiedene Wind- und Stabilitätsverhältnisse charakterisiert sind.

Im Hinblick auf eine praktische Anwendung dieser Erkenntnisse (Wetterprognose) scheint dies wichtig zu sein, da geordnete subsynoptische und mesoskalige Prozesse von den gängigen Vorhersagemodellen der Wetterdienste kaum erfaßt und vorhergesagt werden können, andererseits aber definitiv einen Einfluß auf den Wetterablauf haben und oftmals sogar schon eine kurzfristige (24 - 36 Std.) Prognose erheblich erschweren können. In Bezug auf die postfrontalen Systeme bedeutet dies, daß die 'vereinzelten Schauer' nicht unbedingt regellos und zufällig über die Kaltluftmasse verteilt auftreten müssen, sondern häufig eine geordnete Struktur annehmen. Der ordnende Mechanismus hängt dann unter anderem von der Stabilität der Schichtung und der Windscherung und Geschwindigkeit ab. Zwei der 'größermesoskaligen'

Systeme sind unter 2. und 3. analysiert worden, Periodizitäten in Kaltluftmassen unter 4.

Präfrontale Kaltluftschübe verursachen Labilisierung der Warmluft vor der Bodenposition der Kaltfront nicht allein unmittelbar davor sondern bis zu ca. 200-300 km davor. Unkenntnis dieses Vorgangs führt in der warmen Jahreszeit unweigerlich zu Fehlprognosen bei der Schauer- und Gewittervorhersage.

Mit Hilfe des VHF Radars in Rosenheim war es zum ersten Mal in Mitteleuropa möglich, das Windfeld im Bereich von PFKS im Detail zu analysieren. Die Kaltluftschübe erfolgen entlang von Scherzonen im Windfeld, die der Bodenfront bis zu 12 Std. vorauseilen können. In der Vertikalen können mehrere, deutlich voneinander getrennte Scherzonen auftreten. Diese Zonen sind wie eine Kaltfront geneigt und können auch noch oberhalb der Hauptkaltfront auftreten. Das Vertikalbewegungsfeld weist im Bereich der labilen Schichtung deutliche Oszillationen auf.

Oszillationen werden auch häufig an wandernden frontalen Wettersystemen selbst angetroffen. Sie werden wahrscheinlich durch Ageostrophie im Bereich der Fronten selbst ausgelöst.

Die Frontschicht selbst andererseits agiert oft als begrenzende Schicht für Oszillationen, die entweder oberhalb oder unterhalb von ihr auftreten und in der unteren Troposphäre meist im Bereich labiler Schichtung oder in der oberen und mittleren Troposphäre bei stärkerer Windscherungentstanden sind. Die Frontschicht selbst zeichnet sich in diesen Fällen häufig durch deutlich herabgesetzte Aktivität in der Vertikalgeschwindigkeit aus. Scherungsinstabilitäten konnten als auslösender Faktor für die Oszillationen in keinem Fall zweifelsfrei nachgewiesen werden, obwohl in den Fällen, in denen für die Richardsonzahl <.5 ermittelt wurde, ein lokales Absinken unter einen Wert von .25, der als kritische Grenze angesehen wird, nicht ausgeschlossen werden kann, oder durch bereits eingesetzte Turbulenzen der vertikale Gradient der Geschwindigkeit und der Temperatur schon so weit abgeschwächt war, daß Ri zur Zeit der Beobachtung über .25 lag. Lediglich in einigen Fällen mit 'gesteigerter Aktivität wurde eine Ri-Zahl vorn <0,25 bestimmt, die Scherungsinstabilitäten als Ursache in Frage kommen läßt.

Abschließend und ausblickend kann gesagt werden, daß es mit Hilfe eines VHF Radars möglich war, mehrere Typen geordneter mesoskaliger Wettersysteme zu analysieren, die in Mitteleuropa bislang noch nicht untersucht worden waren und in anderen geographischen Gegenden in dieser Art auch noch nicht. VHF Radars werden in den kommenden Jahren die Rolle eines unverzichtbaren Hilfsmittels in der synoptischen Meteorologie, Wetteranalyse und Vorhersage einnehmen.

Literaturverzeichnis

Atkinson B.w. und P.A. Smithson, 1978: Mesoscale precipitation areas in a warm frontal wave, Mon. Weath. Rev. 106, 211-222.

Balsley B.B. und K.S. Gage, 1982: On the use of radars for operational wind profiling, Bull. Am. Met. Soc. 63, 1009-1026.

Bean B.R. und E.J. Dutton, 1966: Radio Meteorology, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., USA, 431 p.

Bennets D.A. und B.J. Hoskins, 1979: Conditional Symmetric instability - a possible explanation for frontal rainbands, Quart. J. Roy. Met. Sco. 105n, 945-962.

Bennets D.A. und J.C. Sharp, 1982: The relevance of conditional symmetric instability to the prediction of mesoscale frontal rainbands, Quart. J. Roy. Met. Soc. 108, 595-602.

Bennets D.A. und P. Ryder, 1983: A study of mesoscale connective bands behind cold fronts, Part I: Mesoscale organization, Quart. J. Roy. Met. Soc. 110, 121-145.

Bergeron T., 1936: Physik der troposphärischen Fronten und ihrer Störungen, Wetter 53, 381-395.

Bergeron T., 1959: Methods in scientific weather analysis and forcasting, in: The atmosphere and sea in motion, New York, The Rockefeller Institute Press, 440-474.

Berkowitz R.S., 1965: Modern Radar, Wiley Publ., New York.

Bjerknes und Palmén, 1937: Investigation of selected European cyclones by means of serial ascents, Geophys. Publ. 12(2), 5-62.

Blumen W., 1972: Geostrophic adjustment, Rev. Geophys. Space Phys. 10, 485-528.

Booker H.G. und W.E. Gordon, 1950: A theory of radio scattering in the troposphere, Proc. of the IRE, pp. 401-412.

Brodhun D., G. Bull und J. Neisser, 1976: Über Schwerewellen bei Kaltfrontdurchgängen, Zeitschr. f. Met. 26, 211-218.

Browning K.A. und H. Wexler, 1966: The determination of kinematic properties of a wind field using a single Doppler radar, Proc. 12th Radar Conf., Boston, Mass. pp 125-127.

Browning K.A. und T.W. Harrold, 1970: Air motion and precipitation growth at a cold front, Quart. J. Roy. Met. Soc. 96, 369-389.

Browning K.A. und P.W. Pardoe, 1973: Structure of low level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts, Quart. J. Roy. Met. Soc. 99, 619-638.

Browning K.A. und G.A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts, Quart. J. Roy. Met. Soc. 108, 435-452

Chimonas G., F. Einaudi und D.P. Lalas, 1980: A wave theory for the onset and initial growth of condensation in the atmosphere, J. Atmos. Sci. 37, 827-845.

Czechowsky P., J. Klostermeyer, J. Röttger, R. Rüster, G. Schmidt und R.F. Woodman, 1976: The SOUSY-VHF-radar for tropo-, strato- und mesospheric sounding, Preprint 17th Conference on Radar Meteorology, Ann. Met. Soc., 349-353.

Czechowsky P., R. Rüster und G. Schmidt, 1982: VHF Radarmessungen während Alpex, Annalen der Meteorologie 19, 124-126.

Danielsen E.F. und E.P. McClain, 1955: Zonal distribution of baroclinity for three Pacific storms, J. Met. 12, 226-237.

Drazin R.G. und L.N. Howard, 1966. Hydrodynamic stability of parallel flow of an inviscid fluid, Advances in Appl. Mech. 9, Academic Press, 1-89.

Ecklund W.L., K.S. Gage, B.B. Balsley, R.G. Strauch und J.L. Green, 1982: Vertical wind variability observed by VHF radar in the lee of the Colorado rockies, Mon. Wea. Rev. 110, 1451-1457.

Einaudi F., D.P. Lalas und G.E. Perona, 1978/79: The role of gravity waves in tropospheric processes, Pageoph 117, 627-663.

Elliot R.D. und E.L. Hovind, 1965: On convection bands within Pacific storms and their relation to storm structure, J. Appl. Meteorology 3, 143-154.

Elliot R.D. und E.L. Hovind, 1965: Heat, water and vorticity balance in frontal zones, J. Appl. Meteorology 4, 196-211.

Emanuel K.A., 1982: Inertial instability and mesoscale convective systems, Part II: Symmetric CISK in a baroclinic flow, J. Atmos. Sci. 39, 1080-1017.

Endlich R.M. und G.S. McLean, 1957: The structure of the jet stream core, J. Meteorology 14, 543-552.

Eom J., 1975: Analysis of the internal gravity wave occurrence of 19 April 1970 in the midwest, Mon. Wea. Rev. 103, 217-226.

Ferguson H.L., 1967: Mathematical and synoptic aspects of a small-scale move disturbance over the lower Greet Lakes area, J. Appl. Met. 6, 523-529.

Fujita T.T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales, J. Atmos. Sci. 38, 1511-1534.

Fukao S., T. Sato und N. Yamasaki, 1982: Winds measured by a VHF Doppler radar and rawinsondes: Comparisons made on twenty-six days (August-September 1977) at Arecibo, Puerto Rico, J. Appl. Met. 21, 1357-1363.

Gage K.S. und J.L. Green, 1978: Evidence for specular reflections from monostatic VHF radar observations of the stratosphere, Radio Sci. 13 991-1001.

Gage K.S. und B.B. Balsley, 1978: Doppler radar probing of the clear atmosphere, Bull. Am. Met. Soc. 59, 1074-1093.

Gage K.S. und J.L. Green, 1979: Tropopause detection by partial specular reflection using VHF radar, Science 203, 1238-1240.

Gage K.S. und B.B. Balsley, 1980: On the scattering and reflection mechanisms contributing to clear air radar echoes from the troposphere, stratospere and mesosphere, Radio Sci. 15, 243-257.

Gage K.S. und J.L. Green, 1981: Fresnel scattering model for the specular echoes observed by VHF radar, Radio Sci. 16, 1447-1453.

Gage K.S. und J.L. Green, 1982a: An objective method for the determination of tropopause height from VHF radar observations, J. Appl. Met. 21 1150-1154.

Gage K.S. und J.L. Green, 1982b: A technique for determining the temperature profile from VHF radar observations, J. Appl. Met. 21, 1155-1158.

Geb M., 1977: Vorlesungsskripte 'Wetterdiagnose', Inst. f. Meteorologie der FU Berlin.

Gedzelman S.D. und R.A. Rilling, 1978: Short period gravity wvaes: A study of their dynamic and synoptic features, Mon. Wea. Rev. 106, 196-210.

Godske, C.L., T. Bergeron, J. Bjerknes, R.C. Bundgaard, 1957: 'Dynamic Meteorology and Weather Forecasting' 800 S., Hrsg. American Meteorological Society, Boston, Mass., USA, und Carregie Institution of Washington, Washington, D.C., USA.

Gossard E.E. und R.G. Strauch, 1983: Radar observations of clear air and clouds, Developments in Atmospheric Science 14, Elsevier, Amsterdam/Oxford/New York, 280 pp.

Gree J.L. und K.S. Gage, 1980: Observation of stable layers in the troposphere and stratosphere using VHF radar, Radio Sci. 15, 395-405.

Harrold T.W. und K.A. Browning, 1969: The polar low as a baroclinic disturbance, Quart. J. Roy. Met. Soc. 95, 710-723.

Harrold T.W., 1973: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances, Quart. J. Roy. Met. Soc. 99, 232-251.

Hobbs P.V., R.A. Houze und T.J. Matejka, 1975: The dynamical and microphysical structure of an occluded front and its modification by orography, J. Atmos. Sci. 32, 1542-1562.

Hobbs P.V. und K.R. Biswas, 1979: The cellular structure of narrow cold frontal rainbands, Quart. J. Roy. Met. Soc. 105, 723-727.

Hobbs P.V., T.J. Matejka, P.H. Horzegh, J.D. Locatelli und R.A. Houze, Jr., 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I. A case study of a cold front, J. Atmos. Sci. 37, 568-596.

Hobbs P.V., P. Ola und G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure and ogranization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, V: The substructure of narrow cold frontal rainbands, J. Atmos. Sci. 39, 280-295.

Hoskins B.J., 1982: The mathematical theory of frontogenesis, Ann. Rev. Fluid Mech. 14, 131-151.

Houze R.A., R.V. Hobbs, K.R. Biswas und W.M. Davis, 1976: Mesoscale rainbands in extratropical cyclonse, Mon. Wea. Rev. 105, 1540-1567.

Houze R.A., 1981: Structure of atmospheric precipitation systems - A global survey, Radio Sci. 16, 671-689.

Houze R.A. und P.V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems, Advances in Geophys. 24, 225-315.

James P.K. und K.A. Browning, 1979: Meso-scale structure of line convection at surface cold fronts, Quart. J. Roy. Met. Soc. 105, 371-382.

Jordan R., 1972: Atmospheric gravity waves from winds and storms, J. Atmos. Sci. 29, 445-456.

Klostermeyer J. und R. Rüster, 1980: Radar observation and model computation of a jet stream generated Kelvin-Helmholtz instability, J. Geophys. Res. 85, 2841-2846.

Kreitzberg C.W., 1964: The structure of occlusions as determined from serial ascents and vertically directed radar, Air Force Cambridge Research Laboratories, Rept. AFCRL-64-26, 121 ff.

Kreitzberg C.W., 1968: The mesoscale wind field in an occlusion, J. Appl. Meteorlogy 7, 53-67.

Kreitzberg C.W. und H.A. Brown, 1970: Mesoscale weather systems within an occlusion, J. App. Meteorology 9, 417-432.

Lalas, D.P. und F. Einaudi, 1976: On the characteristics of gravity waves generated by atmospheric shear layers, J. Atmos. Sci. 33, 1248-1259.

Larsen M.F. und J. Röttger, 1982: VHF und UHF doppler radars as tools for synoptic research, Bull Am. Met. Soc. 63, 996-1008.

Ley B.E. und W.R. Peltier, 1978: Wave generation and frontal collapse, J. Atmos. Sci. 35, 3-17.

Lindzen R.S., 1974: Wave-CISK in the tropics, J. Atmos. Sci. 31, 156-179.

Lindzen R.S. und K.K. Tung, 1976: Banded convective activity and ducted gravity waves, Mon. Wea. Rev. 105, 1602-1617.

Locatelli J.D., P.V. Hobbs nd J.A. Werth, 1982: Mesoscale structures of vortices in polar air streams, Mon. Wea. Rev. 110, 1417-1433.

Lu D., T.E. VanZandt und W.L. Clark, 1984: VHF Doppler radar observations of buoyancy waves induced by thunderstorms, J. Atmos. Sci 41,

Matejka T.J., R.A. Haaze und P.V. Hobbs, 1980: Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones, Quart. J. Roy. Met. Soc. 106, 29-50.

Mullen S.L., 1982: Cyclone development in polar air streams over the wintertime continent, Mon. Wea. Rev. 110, 1664-1676.

Mullen S.L., 1983: Explosive cyclogenesis associated with cyclones in polar air streams, Mon. Wea. Rev. 111, 1537-1553.

Nozumi Y. und H. Arakawa, 1968: Prefrontal rainbands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean, J. Geophys. Res. 73,2, 487-492.

Omoto Y., 1965: On prefrontal precipitation zones in the United States, J. Meteor. Soc. Japan 43, 310-330.

Ottersten H., 1969: Atmospheric structure and radar backscattering in clear air, Radio Sci. 4, 1179-1193.

Parsons D.B. und P.V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, XI: Comparisons between observational and theoretical aspects of rainbands, J. Atmos. Sci. 40, 2377-2397.

Rasmussen E., 1979: The polar low as an extratropical CISK-disturbance, Quart. J. Roy. Met. Soc. 105, 531-549.

Rasmussen E., 1981: An investigation of a polar low with a spiral cloud structure, J. Atmos. Sci. 38, 1785-1792.

Reed R.J., 1955: A study of characteristic type of upper level frontogenesis, J. Met. 12, 226-237.

Reed R.J. und E.F. Danielsen, 1959: Fronts in the vicinity of the tropopause, Arch. Met. Geophys. Bioklimat., Ser. A, 11, 1-17.

Reed R.J., 1979: Cyclogenesis in polar air streams, Mon. Wea. Rev. 107, 38-52.

Röttger J., J. Klostermeyer, P. Czechowsky, R. Rüster und G. Schmidt, 1978: Remote sensing of the atmosphere by VHF radar experiments, Naturwissenschaften 65, 285-296.

Röttger J. und R.A. Vincent, 1978: VHF radar studies of tropospheric velocities and irregularities using spaced antenna techniques, Geophys. Res. Lett. 5, 917-920.

Röttger J., 1979: VHF radar observations of a frontal passage, J. Appl. Met. 18, 85-91.

Röttger J. und G. Schmidt, 1979: High resolution VHF radar sounding of the troposphere and stratosphere, IEEE Trans. on Geosc. Electr. GE-17,4, 182-189.

Röttger J., 1980: Reflection and scattering of VHF radar signals from atmospheric refractivity structures, Radio Sci. 15, 259-276.

Röttger J., 1981: The capabilities of VHF radars for meteorological observations, Nowcasting: Mesoscale observations and short range prediction, Proc. of an intern. Symposium, ESA SP-165, 143-148, ESA, Paris.

Röttger J. und G. Schmidt 1981: Characteristics of frontal zones determined from spaced antenna VHF radar observations, Preprint of 20th Conference on Radar Meteorology of the Amer. Met. Soc.. 30-37.

Röttger J., T.Y. Kang and M.Y. Zi, 1981: Mountain lee waves detected in Radar wind profiles, Max-Planck-Institut für Aeronomie, Katlenburg-Lindau, MPAE-W-00-81-36.

Rüster R. und P. Czechowsky, 1980: VHF radar measurements during a jet stream passage, Radio Sci. 15, 363-369.

Sanders F. und J. Guyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "bomb", Mon. Wea. Rev. 108, 1589-1606.

Sansom H.W., 1951: A study of cold fronts over the British Isles, Quart. J. Roy. Met. Soc. 77, 96-120.

Saucier W.J., 1955: Principles of Meteorological Analysis, Universiy of Chicago Press, Chicago, USA, 438 S.

Sawyer J.S., 1955: The free atmosphere in the vicinity of fronts, Geophys. Mem. 96, Great Britain Met. Office, M.O. 584d.

Schmidt G., R. Rüster und P. Czechowsky, 1979: Complementary code and digital filtering for detection of weak VHF radar signals from the mesosphere, IEEE Trans. on Geosci. Electr., GE-17,4, 154-161.

Shapiro M.A., 1974: A multiple structured frontal zone jet stream system revealed by meteorological instrumented aircraft, Mon. Wea. Rev. 102, 244-253.

Shapiro M.A., 1980: Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere, J. Atmos. Sci. 37, 994-1004.

Shapiro M.A., 1981: Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet stream-frontal zone systems, J. Atmos. Sci. 38, 954-973.

Shapiro, M.A., T. Hample and D.W. van de Kamp, 1984: Radar Wind Profiles Observations of fronts and jet streams, Mon. Wea. Rev. 112, 1263-1266.

Simpson J.E., 1972: Effects of the lower boundary on the head of a gravity current, J. Fluid Mech. 54, 759-179.

Stobie J.G., F. Einaudi und L.W. Uccelini, 1983: A case study of gravity waves - convective storms interaction: 9 May 1979, J. Atmos. Sci. 40, 2804-2830.

Stull R.B., 1976: Internal gravity waves generated by penetrative convection, J. Atmos. Sci. 33, 1279-1286.

Tatarskii V.I., 1961: Wave propagation in a turbulent medium, Dover Publications, New York.

Testud J., G. Breger, P. Amayenc, M. Chong, B. Nutten und A. Sonvaget, 1980: A Doppler radar observation of a cold front: Three-dimensional air ciculation, related precipitation systems and associated wavelike motions, J. Atmos. Sci. 37, 78-98.

Uccelini L.W., 1975: A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms, Mon. Wea. Rev. 103, 497-513.

Wang P.-Y., D.B. Parsons und P.V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid latitude cyclones, VI: Wavelke rainbands associated with a cold-frontal zone, J. Atmos. Sci. 40, 543-558,

Wang P.-Y. und P.V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, X: Wavelike rainbands in an occlusion, J. Atmos. Sci. 40, 1950-1964.

Woodman R.F. und A. Guillen, 1974: Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere, J. Atmos. Sci. 31, 493-505.

VanZandt T.E., J.L. Green, K.S. Gage and W.L. Clark, 1978: Vertical profiles of refractivity turbulence structure constant: Comparisons of observations of the sunset radar with a new theoretical model, Radio Sci. 13, 819-829.

Gerd-Rainer Weber
Bartningallee 5
1000 Berlin 21

TABELLARISCHER LEBENSLAUF

1952	geboren am 8.2.1952 in Braunschweig
1958 - 1965	Besuch der Volksschule in Königslutter, Kreis Helmstedt
1965 - 1971	Besuch der Niedersächsischen Heimschule in Wolfenbüttel
1971	Reifeprüfung
1971 - 1977	Studium der Meteorologie an der Freien Universität Berlin
1973	Vordiplom
1977	Diplom in Meteorologie
1978 - 1980	Aufbaustudium in Meteorologie an der University of Michigan, Arbeit als Research/Teaching Assistant
1980	M.S. of Atmospheric Science
1981 - 1984	Doktorand am Max-Planck-Institut für Aeronomie, Lindau/Harz